

552.8
R72m5
v.1, pt.2¹

Geology Cont. 8580

H. ROSENBUSCH

MIKROSKOPISCHE PHYSIOGRAPHIE

DER MINERALIEN UND GESTEINE

EIN HILFSBUCH BEI
MIKROSKOPISCHEN
GESTEINSSTUDIEN

Bd. I, ZWEITE HÄLFTE:
DIE PETROGRAPHISCH WICHTIGEN MINERALIEN
SPEZIELLER TEIL

Fünfte völlig umgestaltete Auflage von
Dr. O. MÜGGE

o. Professor der Kristallographie, Mineralogie und Petrographie
an der Universität Göttingen

I. LIEFERUNG

Mit Tafel I—IX und 28 Textfiguren



STUTTGART
E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG
(ERWIN NÄGELE) G. m. b. H.

1925

Printed in Germany

MIKROSKOPISCHE PHYSIOGRAPHIE

DER
MINERALIEN UND GESTEINE

EIN HILFSBUCH BEI
MIKROSKOPISCHEN GESTEINSSTUDIEN

BEGRÜNDET VON

H. ROSENBUSCH

(† 1914)

BAND I

DIE PETROGRAPHISCH WICHTIGEN MINERALIEN
UND DIE METHODEN IHRER UNTERSUCHUNG

FÜNFTE, NEU BEARBEITETE AUFLAGE

VON

E. A. WÜLFING

UND

O. MÜGGE

STUTT GART

E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG
(ERWIN NÄGELE) G. M. B. H. 1925

LIBRARY
UNIVERSITY OF ILLINOIS
URBANA

MIKROSKOPISCHE PHYSIOGRAPHIE

DER

PETROGRAPHISCH WICHTIGEN MINERALIEN

BEGRÜNDET VON

H. ROSENBUSCH

(† 1914)

BAND I. ZWEITE HÄLFTE

SPEZIELLER TEIL

FÜNFTE, ERWEITERTE AUFLAGE

VON

DR. O. MÜGGE

O. PROFESSOR DER KRISTALLOGRAPHIE,
MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT GÖTTINGEN

1. LIEFERUNG

MINERALIEN DES REGULÄREN, QUADRATISCHEN, HEXAGONALEN
(UND TRIGONALEN) SYSTEMS

MIT 28 FIGUREN IM TEXT UND 9 TAFELN

STUTT GART

E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG

(ERWIN NÄGELE) G. M. B. H. 1925

LIBRARY
UNIVERSITY OF ILLINOIS
CHAMPAIGN

PHYSIOGRAPHIE
Mikroskopische Mineralien

H. ROSENBLUTH

Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung, vorbehalten.
Copyright 1925 by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) G. m. b. H., Stuttgart.

SPZELLE 11

552,8

R 72 m 5

v. 1
pt. 2'

LIBRARY
UNIVERSITY OF BERGAKA
DEPARTMENT OF MINING

Inhalt.

Vorbemerkungen.

	Seite
I. Chemische Zusammensetzung	1
II. Morphologisches	1
III. Kohäsion	2
IV. Optisches	2
V. Physikalisch-chemisches Verhalten	3
VI. Vorkommen	4
VII. Literatur	5

Mineralien des regulären Kristallsystems 5

Pyrit	6
Melnikowit	8
Periklasgruppe	9
Manganosit	10
Kalk (CaO)	11
Cristobalit	11
Melanophlogit	15
Magnetit	16
Chromit	20
Spinelle	21
Vork. und Var.	24
Steinsalz	27
Sylvin	31
Fluorit	33
Langbeinit	36
Borazit (und Staßfurtit)	37
Granatgruppe	40
Chem. Zus. 40. Morph. 41. Koh., Opt. 42. Phys.-Chem. 48. Vork. und Var. 49.	
Grossular 49. Almandin 50. Kalkeisengranat 50. Melanit 51. Schorlomit und	
Jiwaarit 51. Demantoid 52. Spessartin 52. Gemeiner Granat 53. Pyrop 54.	
Uwarowit 55. Literatur 56.	
Leucit	57
Chem. Zus., Morph. 57. Koh. 58. Opt. 59. Phys.-Chem. 60. Vork. 63. Lit. 65.	
Sodalithgruppe	66
Chem. Zus. 66. Morph., Koh., Opt. 67. Phys.-Chem. 69. Vork. und Var., Soda-	
lith 72. Hauyn und Nosean 73. Ittnerit und Skolopsit 75. Lasursteine 75.	
Literatur 76.	

Geology Feb 26 Stech. Bd. 1 Halte 2. Cont.

	Seite
Analcim	77
Perowskit	81
Pyrrhit und Verwandte	85
Pyrrhit 86. Pyrochlor, Marignacit 86. Koppit 87. Dysanalyt 87.	
Beckelith	88
Mineralien des quadratischen Systems	
Rutil	90
Chem. Zus., Morph., Koh. 90. Opt. 92. Phys.-Chem. 93. Vork. 94. Literatur 97.	
Anatas	98
Zinnstein	101
Zirkon	105
Chem. Zus., Morph. 105. Koh., Opt. 106. Phys.-Chem. 108. Vork. 109. Literatur 111.	
Villiaumit	111
Xenotim	112
Skapolithgruppe	114
Chem. Zus. 114. Morph., Koh., Opt. 115. Phys.-Chem. 118. Vork. und Var. 119.	
Dipyrr und Couzeranit 121. Literatur 122.	
Melilithgruppe	123
Gehlenit	123
Fuggerit	124
Melilithe	125
Morph., Koh., Opt. 125. Phys.-Chem. 127. Vork. 130. Literatur 131.	
Vésuvian	132
Melinophan	137
Mineralien des hexagonalen und trigonalen Systems	
Graphit	139
Magnetkies	144
Eis I.	147
Chem. Zus., Morph. 147. Koh. 148. Opt., Phys.-Chem. 149. Vork. 150. Literatur 153.	
Brucit	154
Eisenglanz	156
Ilmenitgruppe	161
Pyrophanit	165
Geikielith	166
Korund	167
α - und β -Quarz	174
Chem. Zus., Morph. 174. Koh. 176. Ätzung 177. Opt. 178. Phys.-Chem. 181.	
Vork. und Var. 185. Lechatelierit 191. Literatur 192.	
Chalcedon	194
Chem. Zus., Morph. 194. Koh., Opt. 195. Quarzin 196. Lutecit 197. Lussatit 198.	
Pseudochalcedon 199. Phys.-Chem. 199. Vork. 200. Literatur 202.	
Opal	203

	Seite
Tridymit	208
Tachhydrit	213
Rinneit	214
Chlormanganokalit	215
Koenenit	216
Gruppe der rhomboedriscben Karbonate	217
Kalkspat	217
Chem. Zus., Morph. 217. Koh. 218. Opt., Phys.-Chem. 219. Vork. 223. Lite- ratur 226.	
Dolomit und Braunspat	227
Magnesit und Breunnerit	233
Eisenspat	235
Loeweit	237
Alunit	237
Apatit	239
Chem. Zus. 239. Morph., Koh., Opt. 240. Phys.-Chem. 242. Vork. 243. Lite- ratur 245.	
Nephelin (und Carnegieit)	247
Chem. Zus., Morph. 247. Koh., Opt. 248. Phys.-Chem. 250. Vork. 252. Kalio- philit 255. Eukryptit 255. Literatur 255.	
Cancrinit	257
Losit	259
Spurrit	259
Hydronephelit und Ranit	260
Turmalin	262
Katapleit	268
Eudialyt und Eukolit	269
Beryll	274

LIBRARY
 UNIVERSITY OF ILLINOIS
 URBANA

Vorbemerkungen.

Von den Eigenschaften der petrographisch wichtigen Mineralien, die für ihre Erkennung und für das Verständnis ihrer Erscheinungsweise namentlich unter dem Mikroskop in Frage kommen, sind in diesem Buche folgende behandelt:

I. Chemische Zusammensetzung durch Angabe derjenigen stöchiometrischen Formel, die den Befund der chemischen Analyse auf die übersichtlichste Weise wiedergibt. Diese Formel macht keinen Anspruch darauf, über die Konstitution und Struktur der Verbindung etwas auszusagen. Die meisten gesteinsbildenden Mineralien sind isomorphe Mischungen und es sind, wo nötig und möglich, auch über den Grad der Mischbarkeit Angaben gemacht. Die einander vertretenden Elemente sind in der üblichen Weise, durch Kommata getrennt, in einer Klammer zusammengefaßt, z. B. $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})\text{CO}_3$.

Wo es bisher nicht gelungen ist, eine stöchiometrische Formel aufzustellen oder diese ganz unsicher ist, sind auch analytische Daten selbst aufgeführt. Dies ist, soweit es heute möglich ist, auch da geschehen, wo ein Vergleich zwischen chemischen und anderen Eigenschaften in Frage kam.

II. Morphologisches. Hier ist zunächst auch die Symmetrieklasse nach der Bezeichnung in Liebisch's Grundriß der physikalischen Kristallographie, 1896, aufgeführt, denn die Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß es unter Umständen nicht gleichgültig ist, in welche der sog. teilflächigen Abteilungen das Mineral gehört. Es folgen Angaben über Winkel der Achsen, Abschnitte der Einheitsfläche und Autor des gewählten „Achsenverhältnisses“; gewöhnliche Formen nach ihren Indices, im hexagonalen (und trigonalen) System nach Bravais, sonst bezieht sich der erste Index, wie die erste Zahl des Achsenverhältnisses auf die i. A. vorn-hinten laufende Achse mit dem Abschnitt a der Einheitsfläche (Längsachse), der zweite auf die (i. A. rechts-linkslaufende) Achse mit dem Abschnitt b (Querachse), der dritte auf die (i. A. oben-unten laufende) Achse mit dem Abschnitt c. Daran schließen sich An-

gaben über die gewöhnlichsten Kombinationen und Trachten (Habitus). — Die Zwillingungsverwachsungen sind charakterisiert durch die Angabe der Indices (hkl) derjenigen rationalen Ebene, deren sämtliche Richtungen beiden Individuen gemeinsam sind (Zwillings Ebene), oder durch die Angabe der Indices [hkl] derjenigen rationalen Kante, deren sämtliche Flächen in beiden Individuen parallel liegen (Zwillingsachse). — Angabe einiger wichtiger (Normalen-) Winkel.

III. Kohäsion. Unter dieser Marke sind zusammengefaßt Angaben über sämtliche physikalischen Eigenschaften mit Ausnahme der auf Strahlung bezüglichen; vor allem Kohäsionseigenschaften: Spaltbarkeit, Translationsebenen (T), Translationsrichtungen (t), Fältelungsachsen $f \perp t$ in T. Einfache Schiebungen sind charakterisiert durch ihre rationalen Elemente, also solche erster Art durch ihre rationale Gleitfläche K_1 und ihre rationale Grundzone σ_2 , solche zweiter Art durch ihre rationale Schiebungsrichtung σ_1 , und ihre rationale zweite Kreisschnittsebene K_2 ; für einfache Schiebungen, die sowohl als solche erster wie zweiter Art aufgefaßt werden können, sind meist K_1 und K_2 angegeben. — Hie und da konnte auch das geologisch so wichtige Verhalten gegen hohen Druck und bei Bewegung unter hohem Druck besprochen werden. — Die Härte, H, bezieht sich auf die Mohs'sche Skala. — Bei der Dichte, d, waren meist Angaben über die Temperatur nicht möglich, im übrigen vergl. dies Buch I, 1, S. 668; bei isomorphen Mischungen sind womöglich auch die Grenzwerte von d oder ihre Veränderlichkeit mit der Zusammensetzung berücksichtigt.

IV. Optisches. Glanz, Farbe, Brechungsindex n bei isotropen, ω und ε für optische einachsige, $\alpha < \beta < \gamma$ für optisch zweiachsige Kristalle. Stärke der Doppelbrechung $\varepsilon - \omega = \Delta$ für optisch einachsige, $\gamma - \alpha = \Delta$ für optisch zweiachsige Kristalle. Dispersion der Brechung und Doppelbrechung, letztere Angaben nach den Werten von $N = \frac{\Delta D}{\Delta F - \Delta C}$ nach Ehringhaus. Kristallographische Orientierung der Achsen $a > b > c$ des Fresnelschen Bezugsellipsoids und Dispersion derselben. Lage der optischen Achsen (die eventuell als A und B unterschieden werden) und Größe ihres Winkels $2V$ im Kristall, $2E$ in Luft, $2H$ in Flüssigkeit, Dispersion dieses Winkels zwischen rot und violett $\zeta \gtrless \nu$, Vorzeichen der Doppelbrechung.

Gegebenenfalls sind weiter Mitteilungen gemacht über die Lage der Auslöschungsrichtungen auf bestimmten Flächen oder in bestimmten Zonen. Der Winkel, den die größere oder kleinere Achse α' bzw. c' der der fraglichen Fläche zukommenden Schnittellipse des Fresnelschen

Ellipsoids mit einer kristallographisch bestimmten Richtung, z. B. der Koordinaten-Achse c einschließt, ist als $\varphi = c : a'$ usw. angegeben, die Dispersion dieses Winkels als $c : a'$ rot $\leq c : a'$ blau. Weitere Angaben betreffen zuweilen die Stärke der Doppelbrechung $\gamma' - a'$ durch bestimmte Flächen, das Verhalten bestimmter Flächen im konvergenten Licht u. Ä.

Die Angaben über Absorption und Pleochroismus beziehen sich auf die Schwingungsrichtung (sog. elektrischen Vektor); wo nötig, ist auch die Lage der maximalen und minimalen Absorption (der sog. Absorptionsachsen) für bestimmte Farben mitgeteilt.

Daran schließen sich Angaben über Radioaktivität und etwaige Empfindlichkeit gegen Radium- und andere Strahlen, z. B. auch des Ultrarot und Ultraviolett und gegen Röntgenstrahlen und Kathodenstrahlen, die gegenwärtig zwar noch geringe Bedeutung für die petrographisch wichtigen Minerale haben, aber leicht erhebliche gewinnen können.

V. Physikalisch-chemisches Verhalten. Hier sind zusammengestellt Angaben über das Verhalten bei Änderung der Temperatur (und des Druckes) und über das Verhalten bei chemischen Beanspruchungen: Umwandlung in andere kristallographische Modifikationen (Stabilitätsverhältnisse derselben, auch geometrische und sonstige Beziehungen derselben). Hinsichtlich der Entmischungserscheinungen und damit zusammenhängenden mikroskopischen und ultramikroskopischen Strukturen konnte vielfach nur vermutungsweise auf solche aufmerksam gemacht werden. Kongruenter und inkongruenter Schmelzpunkt sind angegeben, das Verhalten vor dem Lötrohr dagegen nur in besonders interessierenden Fällen.

Bei der Löslichkeit (in Wasser, Säuren, Alkalien) ist vielfach noch nicht bekannt, ob die Lösung kongruent oder inkongruent und dann in welcher Art sie erfolgt; da dieses Verhalten aber doch für die Isolierung mancher Gesteinsgemengteile von Bedeutung ist, sind Angaben darüber und, bei schwer aufschließbaren Substanzen, auch über die besten Aufschlußmittel gemacht.

Nicht für das Mineral, sondern nur für die es aufbauenden Elemente (Ionen) charakteristische chemische Reaktionen sind dagegen als bekannt vorausgesetzt.

Über die Zersetzung (und Umbildung) der Minerale unter dem Einfluß der Atmosphärien oder auch durch hydrothermale und pneumatolytische Vorgänge, bei denen auch wohl sog. topochemische Umbildungen eine Rolle spielen mögen, so daß es zu regelmäßigen Stellungen der Umbildungsprodukte zu den Ausgangsmineralien kommt,

sind ebenfalls Mitteilungen gemacht. Ebenso über die dabei etwa entstehenden, zum Teil auch durch Anordnung von Neubildungen, Einschlüssen usw. bedingten Strukturen. Bei Mineralien mit zahlreichen Varietäten schien es zuweilen zweckmäßig, diese Umbildungen zugleich mit dem Vorkommen zu besprechen.

Von den Verfahren zur künstlichen Nachbildung endlich sind meist nur jene besprochen, welche Beziehungen zur natürlichen Entstehungsweise erkennen lassen. Auch die absichtlichen oder unabsichtlichen Produkte der Technik sind hier berücksichtigt.

VI. Vorkommen. Nach der Art des Vorkommens und der Verbreitung sind (gegebenenfalls einzeln für die verschiedenen Varietäten) unterschieden:

Ausscheidung aus Schmelzfluß in Tiefen-, Gang- u. Ergußgesteinen.

Entstehung durch pneumatolytische oder hydrothermale Einwirkung auf andere Minerale, durch gegenseitige Ausfällung in wässrigen Lösungen bei ihrem Zusammentreffen oder durch Änderung ihrer Temperatur oder Entfernung des Lösungsmittels; Sublimationsprodukte im eigentlichen Sinne und solche, die durch Wirkung verschiedenartiger Dämpfe aufeinander oder Änderung der Temperatur oder des Druckes entstehen.

Bildung durch Kontaktmetamorphose in lediglich physikalischer oder auch chemischer Einwirkung, ausgehend von einem benachbarten Intrusivgestein. Bildung durch regionale Metamorphose, d. h. begründet in der Tiefenlage des metamorphosierten Gesteins. Produkte der Diagenese und Verwitterung und Verbreitung als Detritus in Sedimenten.

Bei etwas selteneren Mineralien sind Fundorte auch namentlich (nicht nur als Typen) aufgeführt.

Amorphe und kolloide Minerale sind bei gleich oder ähnlich zusammengesetzten kristallinen behandelt. Ihre nähere Untersuchung, selbst der in größeren Anhäufungen vorkommenden, ist bis jetzt noch kaum begonnen. Daß sie weit, wenn auch meist nur in geringer Konzentration verbreitet sind, darauf deutet u. a. die Veränderung der Eigenschaften mancher Gesteine nach längerem Lagern an der Luft gegenüber denen in frischem (bergfeuchtem) Zustande (manche Tuffe, Kalksteine, Tonschiefer, Sandsteine, Basalte usw.). In den meisten Gesteinen scheinen diese kolloidalen Gemengteile nur in so feiner Verteilung vorhanden zu sein, daß sie sich auch der mikroskopischen Beobachtung entziehen.

VII. Literatur. Die Angaben gründen sich i. A. auf die Einsichtnahme der Originalabhandlung, wo nicht, ist dies durch den Vermerk

„nach“ kenntlich gemacht. — Für die häufiger benutzten Zeitschriften sind (wie in Bd. I, 1 dieses Buches) folgende Abkürzungen gebraucht:

Am. Journ. = The American Journal of Science and Arts, oder The American Journal of Science. New-Haven.

Ann. Chim. Phys. = Annales de Chimie et de Physique. Paris.

Ann. Mines. = Annales des Mines. Paris.

Bull. Soc. Géol. Fr. = Bull. de la Société géologique de France. Paris.

Bull. Soc. Min. Fr. = Bull. de la Société minéralogique de France. Paris. Seit 1886 Bulletin de la Société française de minéralogie.

Centralbl. = Centralblatt für Mineralogie usw. Stuttgart.

C. R. = Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie française. Paris.

Geol. Mag. = Geological Magazine. London.

Geol. För. Förh. = Geologiska Föreningens in Stockholm. Förhandlingar. Stockholm.

Min. Mag. = Mineralogical Magazine. London.

N. J. = Jahrbuch und Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Stuttgart.

Pogg. Ann. = Poggendorffs Annalen der Physik und Chemie. Leipzig. Später Annalen der Physik.

Q. J. G. S. = Quaterly Journal of the Geological Society. London.

S. B. A. = Monatsberichte und Sitzungsberichte der preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

S. H. A. = Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften.

S. M. A. = Sitzungsberichte der bayerischen Akademie der Wissenschaften zu München.

S. W. A. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften zu Wien.

T. M. P. M. = Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Wien. (Früher T. M. M.)

Z. D. G. G. = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin.

Z. X. = Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie. Leipzig. Seit 1921 Zeitschrift f. Kristallographie (Kristallgeometrie, Kristallphysik, Kristallchemie).

Auf die Figuren der Tafeln I—XV des ersten Bandes dieses Buches ist hingewiesen durch Angaben wie I, 1, Taf. III, Fig. 2.

Mineralien des regulären Kristallsystems.

Diese Mineralien sind geometrisch charakterisiert durch das Vorhandensein von vier gleichartigen dreizähligen Symmetrieachsen. Geometrisch und also auch physikalisch gleichwertige Flächen und Kanten sind daher stets mindestens in der Dreizahl, bei allgemeinsten Lage zu den Symmetrieelementen mindestens in der Zwölfzahl vorhanden. Flächen von gleichen Indices haben für alle regulären Kristalle dieselben Winkel, von denen die wichtigsten in der folgenden Tabelle aufgeführt sind; das-

selbe gilt von den Kanten. Flächen und Kanten von gleichen Indices stehen aufeinander senkrecht.

$$\begin{array}{rcl}
 111 : 1\bar{1}1 & = & 70^\circ 32' \quad 112 : 001 = 35' 16' \\
 001 : - & = & 54 \ 44 \quad 113 : - = 25 \ 14 \\
 110 : 101 & = & 60 \ - \quad 332 : - = 64 \ 46 \\
 - : 111 & = & 35 \ 16 \quad 221 : - = 70 \ 32 \\
 102 : 001 & = & 26 \ 34 \quad 331 : - = 76 \ 43
 \end{array}$$

Da normalerweise Doppelbrechung fehlt, gewinnen namentlich Form, Spaltbarkeit, Stärke der Lichtbrechung und chemisches Verhalten erhöhte Bedeutung. Hinsichtlich Form und Spaltbarkeit ist zu beachten, daß man aus den Winkeln, den die Spuren der drei Würfebenen auf einer beliebigen Schnittfläche miteinander einschließen, ihre kristallographische Orientierung ebenso ermitteln kann, wie bei Kristallen des quadratischen Systems mit Hilfe der Spuren von zwei prismatischen Spaltflächen und der Auslöschungsrichtung. Man vergleiche darüber das beim quadratischen System (S. 89) Gesagte. Schnitte senkrecht zu den 3-, 4- und 2-zähligen Achsen erscheinen natürlich mit Umrissen von entsprechender Symmetrie; eine Unterscheidung zwischen Würfel, Oktaeder und Rhombendodekaeder allein nach diesen Umrißlinien ist daher i. A. nicht möglich; sie kann aber bei scharf ausgebildeten Kristallen gelingen bei Berücksichtigung der Neigung der Seitenflächen zur Schnittfläche.

Pyrit.

Chem. Zus. FeS_2 , gewöhnlich nur mit Spuren von Mn, Co, Ni und As; selten mit sehr wenig Tl.

Morph. (100) und (210), einzeln oder in Kombination.

Gern gestreift durch oszillatorische Kombination dieser Gestalten. Auch in flächenreichen Kombinationen mit Oktaeder und Dyakisdodekaedern. Seltener unregelmäßige Körner und Aggregate solcher.

Die Korngrenzen treten nach Schneiderhöhn (1) bei der Ätzung mit schwefelsaurer Kaliumpermanganatlösung oder bei elektrolytischer Ätzung mit HCl und H_2SO_4 hervor.

Koh. Spaltung \parallel (100), mikroskopisch nicht wahrnehmbar. Keine Gleitfähigkeit bei Drucken bis zu 20000 Atm. nach Mügge (2). $H = 6 - 6,5$.— $d = 4,9 - 5,2$; danach nicht mit Sicherheit von Markasit unterscheidbar nach Stokes (3)¹⁾.

¹⁾ Aus Bragg's Messungen der Kantenlänge des Elementarwürfels $a = 5,3 \times 10^{-8}$ cm berechnet sich $d = 5,05$.

Opt. Metallglanz. Undurchsichtig. Speisgelb, zuweilen bräunlich anlaufend; Strich dunkel bräunlichschwarz. Koenigsberger (4) schließt aus dem Verhalten im reflektierten Licht auf optische Isotropie, da bei guter Politur keine polarisierte Reflexion vorhanden ist, während bei Markasit die Grenzen der Körner und ihre Zwillingbildung deutlich werden, was Schneiderhöhn (1) bestätigte.

Phys.-Chem. V. d. L. entzündet er sich und brennt mit bläulicher Flamme unter Abgabe von Schwefel (bis 1 Atom) und Entstehung von Magnetkies; bei 565° beträgt der Dissoziationsdruck 5 mm. In HNO_3 löslich unter Abscheidung von Schwefel, von HCl nicht merklich angegriffen. Die Löslichkeit in Wasser bestimmte Weigel (6) zu 4,9 mg im Liter¹⁾. Gegen die Oxydation durch den elektrischen Strom ist nach Edgar F. Smith und Wallace (5) das eine Schwefelatom sehr widerstandsfähig (während Markasit leicht vollständig oxydiert wird). Pyrit reduziert auch Lösungen von $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ nach Stokes (3) sehr viel langsamer als Markasit, so daß danach sogar das Mengenverhältnis beider in feinen Pulvern bestimmt werden kann. Bemerkenswert erscheint, daß Pyrit nach Zieß, Allen und Merwin (12) durch Cu_2SO_4 bei 200° in Kupferglanz umgewandelt wird.

Aus der starken (dauernden) Abnahme des elektrischen Widerstandes des Markasit bei Erhitzung auf über $250\text{--}300^{\circ}$ möchten Koenigsberger und Reichenheim (7) auf irreversible Umwandlung in Pyrit bei dieser Temperatur schließen. Damit würde stimmen, daß Allen, Crenshaw und Johnston (8) bei der Reduktion von $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ durch H_2S im geschlossenen Rohr neben Markasit bei 100° nur 6% Pyrit erhielten, bei 300° dagegen 57%. Indessen wurden von Koenigsberger und Reichenheim für die Leitfähigkeit des P. sehr ungleiche Werte gefunden und andererseits beobachteten Allen u. Gen. beim Erhitzen von Markasit eine (allerdings nicht umkehrbare) Umwandlung erst zwischen 520 und 610° , erkennbar an der Wärmetönung, Vergrößerung der Dichte, Verminderung der Oxydationsfähigkeit und Änderung der Farbe. — Da der Pyrit in Eruptivgesteinen nicht in Tropfenform, sondern in Kristallen erscheint, würde dies, wenn er primäre Ausscheidung ist, eine gewisse, vermutlich allerdings nur geringe Löslichkeit von FeS_2 in Silikatschmelzflüssen voraussetzen. — Die zahlreichen künstlichen Darstellungsarten sind nicht von erheblichem petrographischem Interesse.

Vork. Der Pyrit ist entsprechend seiner mannigfachen Bildungsweise, in allen Gesteinsgruppen, eruptiven wie sedimentären und kristallinen Schiefen, als Übergemengteil sehr verbreitet. Auf geringere

¹⁾ Über die Unsicherheit dieser Bestimmung vgl. Weigel, Sitzungsber. d. G. z. Förderung ges. Naturw. Marburg 1921, Nr. 2.

Beständigkeit des Markasit gegenüber Pyrit schon bei gewöhnlicher Temperatur weist das Vorkommen des Markasit fast nur in jüngeren Gesteinen, selten in paläozoischen¹⁾, gar nicht in kristallinen Schiefen und Eruptivgesteinen. Auch in den ersteren ist der Markasit vielfach schon in Pseudomorphosierung zu Pyrit begriffen (zum Teil Überzüge von P. auf Markasit in regelmäßiger Stellung, während Aufwachsungen von Markasit auf Pyrit viel seltener sind). — Die vorhin angegebenen Temperaturen, bei denen Wärmetönungen und andere Effekte beobachtet sind, können daher nicht als Gleichgewichtstemperaturen betrachtet werden. — In den magmatischen Silikatgesteinen scheint der P. nach Th. Vogt (13) öfter (z. B. am Sulitelma) erst durch das Eindringen von Schwefelwasserstoff oder anderen Schwefelverbindungen in das Magma und die Einwirkung auf seine Eisenverbindungen entstanden zu sein²⁾. — Pneumatolytischen Ursprungs sind nach Lacroix (14) die grossen, Beryll, Columbit und Quarz umschließenden Kristalle in den Pegmatiten von Ampangaba und anderen Orten Madagaskars. In kristallinen Schiefen sind die Kristalle zuweilen scheinbar verdrückt, in Wirklichkeit nur korrodiert unter Zurundung der Kanten und Flächen (Winkel der Spaltflächen unverändert). In Sedimenten, namentlich Kalken und Tonen, öfter auch in knolligen, ursprünglich wohl kolloiden Massen; so große Lager im Oberdevon bei Meggen a. d. Lenne (Westfalen), „oolithisch“ von New Foundland, auch im Salzton der Meeressalzlagerstätten sehr verbreitet, aber meist nur in geringen Mengen (9). Als rezente Bildung ist Pyrit im Absatz heißer Quellen und gelegentlich auch bei Hüttenprozessen beobachtet, namentlich aber bei der Reduktion von Eisensulfat durch organische Substanzen. — Pseudomorphosierung in tiefrot durchsichtigen Hämatit oder Goethit, wohl auch in Eisenhydrogele, die von der Peripherie nach innen fortschreitet, sehr gewöhnlich. — Vom ähnlichen Magnetkies unterscheidet den P. die auch u. d. M. erkennbare speisgelbe Farbe, die Widerstandsfähigkeit gegen HCl und das Fehlen des Magnetismus; vom Kupferkies die Härte; Prüfung darauf am besten an isolierten Körnern aus dem Gesteinspulver.

Als Melnikowit ist von B. Doss (10), kolloides, aber in kristallines umgewandeltes FeS_2 von Nowo-Ussensk (Gouv. Samara) aus miozänen Tonen mit fossilen Eisenbakterien beschrieben. Indessen handelt es sich dabei nach K. C. Berz (11) nicht um eine Schwefeleisen-Verbindung, sondern um Magneteisen. Rezente Ablagerungen kolloiden Schwefeleisens anscheinend im Schwarzen Meer. —

¹⁾ Die knolligen Massen aus dem Lager von Meggen a. d. Lenne sind nach Bergeat (N. J. B. B. 39, 1, 1914) zum Teil noch Markasit (ursprünglich wohl Colloid).

²⁾ So wahrscheinlich bei der Propylitisierung saurer Eruptivgesteine.

Literatur.

- (1) Schneiderhöhn, Anleitg. z. mikr. Best. u. Unt. von Erzen 1922, S. 185.
- (2) O. Mügge, N. J. 1920, 24.
- (3) Stokes, U. S. Geol. Survey, Bull. **186**, 1901.
- (4) Koenigsberger, Zentralbl. 1908, 597.
- (5) E. F. Smith u. Wallace, Ber. Deutsch. chem. Ges. **23**, 2276, 1890; **24**, 2938, 1891.
- (6) Weigel, Zeitschr. f. phys. Chem. **58**, 293, 1907.
- (7) Koenigsberger und Reichenheim, N. J. 1906 II, 36.
- (8) Allen, Crenshaw und Johnston, Am. Journ. **33**, 170, 1912; auch Zeitschr. f. anorg. Chem. **76**, 201, 1912.
- (9) Boeke, N. J. 1911 I, 51.
- (10) B. Doß, Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**, 453, 1912.
- (11) K. C. Berz, Zentralbl. 1922, 569.
- (12) Zieß, Allen und Merwin in Economic Geol. XI, Nr. 5; nach Schloßmacher, Preuß. Geol. Land., Mitt. d. Abt. f. Erz- usw. Mikroskopie 1923.
- (13) Th. Vogt, Geol. För. Föhr. **43**, 484, 1921.
- (14) Lacroix, Min. de Madagascar I, 180, 1922.

Periklas-Gruppe.

Chem. Zus. MgO mit 4—8,6 % FeO, auf Erzlagern auch bis 9,1% MnO und 2,5 % ZnO.

Morph. (111) oder rundlich-eckige Körner. Keine Zwillinge. (Taf. V, Fig. 5.)

Koh. Spaltung vollkommen \parallel (001); Absonderung \parallel (110) an künstlichen Kristallen von E. Sommerfeldt (1) beobachtet, Translation nach $T = (110)$ mit $t = [1\bar{1}0]$ und Fältelung um $f = [110]$ von O. Mügge (2) bei 10000 bis 20000 Atm. Druck bewirkt. $d = 3,642—3,674$; bei Kristallen von Nordmarken (mit 9 % MnO und 2 % ZnO) 3,90. Für reines MgO berechnet sich nach Le Blanc und Richter (21) aus der Kantenlänge des Elementarwürfels $d = 3,592$.

Opt. Glasglanz; weiß, grau, gelb bis braungelb, auch im Dünnschliff. Lichtbrechung nach Westphal (3) für Temperaturen von 24 bis 650° an künstlichen Kristallen fast proportional der Temperatur ansteigend:

$t \mu\mu =$	706,5	587,6	501,6	471,3
24°	1,7313	1,7378	1,7454	1,7493
650°	1,7417	1,7488	1,7573	1,7616

Sommerfeldt und Mügge beobachteten durch (001) doppelbrechende Streifen \parallel den Spuren der Translationsflächen.

Phys.-Chem. Fängt nach Ruff (5) bei ca. 2550°, nach andern bei 2800°, an zu verdampfen, ohne vorher zu schmelzen. Wird von stark verdünnter HCl nicht angegriffen, von konzentrierter warmer HCl gelöst. — Färbt sich im Schliff mit Ag_2SO_4 befeuchtet alsbald braun durch aus-

fallendes Silberoxyd. Die Fähigkeit Wasser aufzunehmen ist nach Campbell (4) bei künstlichem MgO um so geringer, je höher es vorher erhitzt war.

Ste. Claire Deville stellte P. dar durch Einwirkung von HCl-Gas auf MgO, Daubrée von MgCl₂ auf CaO, Alf. Cossa durch starkes vierstündiges Glühen von MgSO₄ mit NaCl. Bei Zusatz winziger Mengen von FeSO₄ wurden die Kriställchen nach Cossa (9) bräunlichgelb. Otto und Kloos (10) beobachteten durch Zersetzung von Magnesiumoxychlorid in einem Röstofen entstandene Kristalle, ebenso Cesàro (11) die Bildung aus Magnesiumchlorid beim Erhitzen auf Rotglut. Le Royer, Brun und Collet (12) erhielten Drusen von würflichen Kristallen beim Erhitzen von Magnesit im elektrischen Ofen, ferner beobachtete solche Cornu (13) in Veitscher Magnesitziegeln und zwar um Einschlüsse wahrscheinlich von Magnesioferrit.

Vork. Der P. ist ein Gemengteil kontaktmetamorpher Kalke der Gegend von Predazzo und der Kalkauswürflinge des Vesuv; von v. Eckermann (20) auch beobachtet im kontaktmetamorphen Kalke von Tennberg (bei Grängesberg, Dalecarlien). Obwohl Dolomit und Magnesit CO₂ schon bei niedrigerer Temperatur als Kalkspat abgeben, ist direkte Entstehung aus ersterem nicht erwiesen, vielmehr u. a. auch eine Entstehung durch Zersetzung von MgCl₂-Dämpfen in Betracht zu ziehen. O. Lenecek (6) beschreibt die Umwandlung in Hydromagnesit-Fasern in büschlicher oder sphärolitischer Anordnung, die ihn bald als Schale einhüllen, bald in Bändern durchziehen oder ihn ganz ersetzen aus den Kalken des Monzoni und Monte Somma. Indessen konnte Peruzzi (7) am Monzoni nur Brucit, nicht Hydromagnesit nachweisen¹⁾. Mit solcher Umwandlungszone von Brucit findet sich Mn- und Fe-reicher P. nach Hj. Sjögren (8) auch auf Mangangruben in Nordmarken und Långban (mit 13 % MnO), in beiden Fällen in dolomitischem Muttergestein. Auch Umwandlungen in Serpentin kommen vor. Der P. ist gern vergesellschaftet mit Monticellit, Forsterit, auch mit Pleonast und Magnetkies, seltener mit Pyroxen und Amphibol.

Manganosit, MnO, mit kleinen Mengen FeO und MgO findet sich nach Hj. Sjögren (8) in kleinen Kristallen, meist (111), in manganreichen Carbonaten zu Långban in Nordmarken, ebenso nach Palache (14) bei Franklin Furnace, New York. Spaltb. || (001), H = 5—6, d = 5,18. Im Dünnschliff isotrop. Brechungsindex nach Ford (15) 2,16 (rot), 2,19 (grün).

Bei Kristallisation aus KCl anscheinend lückenlose Mischbarkeit mit NiO und CoO nach Hedvall (16). Unter den künstlichen Darstellungs-

¹⁾ In mir vorliegenden Schlifften von Periklas von der Monte Somma scheint das Umwandlungsprodukt zunächst kolloid zu sein.

methoden auch von Interesse die Abscheidung von Kristallen und Skeletten im basischen Teile des binären Systems MnO-SiO_2 zusammen mit Mn_2SiO_4 nach Doerinckel (17).

Kalk (CaO). Einschlüsse, die primär CaO waren, sind nach Angabe von Koenigsberger (18) von Lacroix an der Somma und in der Eifel beobachtet. Die künstlichen Kristalle sind nach Rankin (19) regulär; Form (100), Spaltb. \parallel (001), $H = 3-4$. Brechungsindex 1,83 ca, öfter mit optischen Anomalien. Schmelzpunkt nach Kanolt (22) $2572 \pm 3^\circ$.

Literatur.

- (1) G. Sommerfeldt, Zentralbl. 1907, 212.
- (2) O. Mügge, N. J. 1920, 29.
- (3) Westphal, Zentralbl. 1913, 516.
- (4) Campbell nach Chem. Zentralbl. 1919 I, 246.
- (5) Ruff, Zeitschr. f. anorg. Chem. **82**, 381, 1913.
- (6) Lenecek, T. M. P. M. **12**, 429 u. 447, 1892.
- (7) Peruzzi, nach N. J. 1906 II, 329.
- (8) H. J. Sjögren, Geol. Fören. Förh. **9**, 523, 1887 und **20**, 25, 1898.
- (9) Cossa, Atti R. Acc. dei Lincei 1876, (2) **3**.
- (10) Otto und Kloos, Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. **24**, 1480, 1891.
- (11) Cesàro nach N. J. 1922 I, 309.
- (12) Le Royer, Brun und Collet, Arch. sc. phys. nat. **18**. 1904, 15. Aug.
- (13) Cornu, Centralbl. 1908, 306.
- (14) Palache, Am. Journ. **29**, 177, 1910.
- (15) Ford, Am. Journ. **38**, 502, 1914.
- (16) Hedvall, Zeitschr. f. anorg. Chem. **92**, 381, 1915.
- (17) Doerinckel, „Metallurgie“ 1911, **8**, 201.
- (18) Koenigsberger, N. J. B. B. **32**, 128, 1911.
- (19) Rankin, Zeitschr. anorg. Chem. **92**, 214, 1915.
- (20) v. Eckermann, Geol. För. Förh. 1923, 513.
- (21) Le Blanc und Richter, Zeitschr. f. Phys. Chem. **107**, 374, 1923.
- (22) Kanolt nach Chem. Zentralbl. 1914 I, 223.

Cristobalit.

Chem. SiO_2 ¹⁾. Entdeckt von G. vom Rath (1) in Trachyt am Berge S. Cristobal bei Pachuca, Mexiko, zusammen mit Tridymit. Ihm gilt aber wahrscheinlich schon eine Beschreibung von Th. Wolf (2) und Joh. Lehmann (3), die die Eigenart dieser in der Lava von Ettringen gefundenen Kristalle nicht erkannten.

Morph. Dimorph, 1. α -Cristobalit, beständig unterhalb 230° , mimetisch-regulär, wahrscheinlich tetragonal oder rhombisch. (111), auch (001); vielfach Oktaeder mit vertieften Flächenmitten; auch taflig nach

¹⁾ Der Entdecker ließ es zweifelhaft, ob eine neue Modifikation von SiO_2 vorläge oder eine Pseudomorphose (die Analyse hatte 91% SiO_2 ergeben).

einer Fläche von (111) und gestricke Formen [Skelette von (111)]. Zwillinge nach (111), auch polysynthetisch. (Taf. VI, Fig. 1.) Bei San Cristobal und an der Blauen Kuppe bei Eschwege mit Tridymit so verwachsen, daß (111) || (0001) und eine Oktaederkante || einer Kante [0001 : 1010] liegt.

2. β -Cristobalit, beständig oberhalb 230°, regulär.

Koh. Keine Spaltbarkeit. $H = 6-7$. — Für α -Crist. ist $d = 2,27$ (G. vom Rath), 2,333 (Fenner, bei 27° bez. auf Wasser von 27°). Ramdohr (4) fand an aufgewachsenen Kristallen der Blauen Kuppe bei Eschwege $d = 2,290-2,320$. Bei β -Crist. ist die Dichte erheblich kleiner; ihre Änderung bei der Umwandlung $\beta \rightarrow \alpha$ veranlaßt die Bildung zahlreicher Sprünge und dadurch milchig-trübes Aussehen der α -Kristalle, ihr Klarerwerden oberhalb 230°. (Cristobalit-Probe von Rieke und Endell (5)¹).

Opt. Nachdem bereits M. Bauer (6) Doppelbrechung im Cr. beobachtet hatte, fand Mallard (7), daß er aufgebaut sei aus drei tetragonalen oder rhombischen Kristallen, deren Basisflächen parallel zu drei Würzelflächen liegen. Nach Ramdohr (4) löschen alle Teile in Schnitten nach (001) trotz ihrer verschieden starken Doppelbrechung gleichzeitig aus, ebenso in Schnitten nach (110), während in solchen nach (111) drei um 120° gedrehte Orientierungen vorhanden sind in denen α' stets senkrecht zu den Oktaederkanten liegt, daneben drei andere mit α' parallel den Oktaederkanten. — Optisch negativ, öfter zweiachsig mit 2E bis 40° nach Lacroix (8); nach Fenner (9) ist $\alpha = 1,484$, $\gamma = 1,487$, Ramdohr (4) fand durch Eintauchen $n = 1,485$ und $\epsilon - \omega = -0,0014$ ca. — Die Grenzen der aus β -Crist. entstandenen Individuen von α -Cr. sind sehr unregelmäßig, zum Teil wohl bedingt durch die bei der Umwandlung entstandenen Sprünge, die sich nicht durchkreuzen und die sog. Ballenstruktur (Taf. V, Fig. 2 und 6.) [O. Mügge (10)] hervorrufen²); indessen beobachtete Ramdohr in Schnitten nach (111) auch schmale scharfbegrenzte, parallel und senkrecht zu den Kanten von (111) verlaufende Lamellen. Farblos, aber milchig-trüb (vergl. oben).

Phys.-Chem. Umwandlungen. 1. Die von Mallard (7) entdeckte von $\alpha \rightarrow \beta$ -Cr. geht danach bei 175° vor sich; nach Endell und Rieke (11) bei 230°; nach Fenner (9) schwankt die Umwandlungstemperatur je nach der Vorbehandlung des Präparats. Sie steigt mit der Temperatur, bis

¹) Daher Undichtwerden von Quarzglasgefäßen, in denen die Bildung von Cristobalit begonnen hat. — Danach wäre auch zu erwarten, daß etwaige bei unterhalb 230° als α -Crist. gewachsene Kristalle sich durch größere Klarheit von den als β -Crist. gewachsenen regulären unterscheiden würden.

²) Früher unter der Bezeichnung „Ziegel-“ und „Schuppenstruktur“ als charakteristisch für Tridymit angesehen, so daß manche frühere Angabe von Tridymit in der Literatur sich auf Cristobalit bezieht.

zu welcher es vorher erhitzt war und liegt für $\alpha \rightarrow \beta$ höher, als für $\beta \rightarrow \alpha$:

$$\alpha \rightarrow \beta = 272,8 \text{ bis } 219^{\circ}; \beta \rightarrow \alpha = 238,5 \text{ bis } 191,9^{\circ}.$$

Indessen beobachtete O. Mügge (10) an Kristallen in Dinasziegeln den Beginn der Umwandlung bei steigender Temperatur dicht oberhalb 218° ; sie erfolgte aber selbst für die aus demselben β -Individuum entstandenen α -Individuen nicht gleichzeitig, obwohl für diese eine Verschiedenheit der Vorbehandlung nicht in Frage kommt. Schon vor der Umwandlung fanden Vertauschungen der optischen Elastizitätsachsen, wahrscheinlich infolge mimetischer Zwillingsgleitungen statt, wie auch Ramdohr (l. c.) feststellte.

2. Umwandlung Crist. \rightleftharpoons Tridymit s. letzteren, S. 209.

3. Umwandlung Crist. \rightleftharpoons Quarz s. unten.

4. Schmelzung Crist. \rightleftharpoons Glas. Der Schmelzpunkt des Cr. liegt nach Fenner (9) bei 1625° ; nach Rieke und Endell (5) bei 1685° ; nach Ferguson und Merwin (12) bei $1710 \pm 10^{\circ}$. Auch nach Bowen (13) und nach Andersen (14) liegt der Schmelzpunkt erheblich höher als Fenner angibt. Nach Rieke und Endell (5) erfolgt die Entglasung des SiO_2 -Glasses bei $1100\text{--}1300^{\circ}$ fast unmerklich langsam, nimmt dann aber schnell zu bis 1685° .

Das von G. Rose (20) durch Erhitzen von Quarz im Porzellanofen erhaltene trübweiße Produkt von der Dichte 2,32 dürfte nach den Erfahrungen von Endell und Rieke (11) Cristobalit gewesen sein. Ebenso erhielten ihn auch Day und Gen. (21). Er entsteht auf dieselbe Weise auch aus Chalcedon, wie Endell und Rieke (5) aus der an dem Produkt bei 230° auftretenden Wärmetönung schlossen. In den bis zum Abtropfen erhitzten Silikatsteinen (Dinasteinen) [O. M. (10) und die daselbst angeführte Lit.] entsteht ebenfalls Cristobalit in durch feine Glashäute wie durch Zellwände getrennten isometrischen, selten kristallographisch begrenzten Individuen. Sie sind vielfach nach (111) polysynthetisch verzwillingt, was erst zwischen gekreuzten Nicols (nach der Umwandlung in α -Cr.) dadurch sichtbar wird, daß die drei an ihrer Auslöschung erkennbaren Orientierungen des α -Cr. im Hauptteil andere sind als in den Lamellen. Sie zeigen zugleich ausgezeichnet die bei der Kristallisation aus zähem oder schon festem Glas entstehenden, sich nicht durchkreuzenden Sprünge (Ballenstruktur). An Kunstprodukten dieser Art ist öfter auch eine Pseudomorphisierung von Tridymit durch Cristobalit beobachtet.

Aus Quarz entsteht Cr. erst nach langem Erhitzen¹⁾, wobei die

¹⁾ Und zwar nach Ferguson u. Merwin (12) schon bei 1350° , obwohl der Cr. bei dieser Temperatur noch nicht beständig ist.

Geschwindigkeit der Umbildung von der Struktur des Quarzes (fein- oder grobkörnig, einfache oder stark verzwilligte Kristalle) abhängt wie *Endell* und *Rieke* (11) durch Messung der Dichteänderung beim Brennen verschiedenartiger Quarze feststellten. Am schnellsten erfolgte die Umwandlung von Chalzedon. — Opal und Quarzglas nahmen unter denselben Umständen sehr schnell die Dichte des Cr. an. *Endell* und *Rieke* (5) stellten weiter fest, daß Quarzglas bei 4-stündiger Erhitzung auf 1200° noch keine merkliche Änderung seiner Dichte erfährt, dagegen bei 1500° schon in 2 Stunden, bei 1600° schon nach 1 St. die Dichte von Cristobalit annimmt.

Aus SiO_2 -Gel entsteht nach *Kyropoulos* (22) nach längerem Erhitzen auf 1300° ebenfalls Cristobalit der an seinem Debye-Röntgenogramm erkannt wurde¹⁾. *Braesco* (23) erhielt ihn ebenso schon durch Erhitzen auf nur 1000° .

Andersen und *Bowen* (24) erhielten bei der Untersuchung des Systems SiO_2 -MgO auch würflige Kristalle.

Vork. In der Natur ist bisher nur α -Cr. beobachtet. Da der Stabilitätsbereich des Cr. (oberhalb 1450°) nur selten verwirklicht ist, werden die meisten Vorkommen als instabile Phasen, vermutlich namentlich bei schnell (im Gaszustand) verlaufenden Umsetzungen entstanden sein, daher denn auch vielfach in denselben Gesteinen auch Tridymit und Quarz neben Cr. vorkommen.

Durch Entglasung (und aus Schmelzfluß) nach *Lacroix* (15) entstanden in den älteren Auswurfsblöcken der Montagne Pelée (neben Tridymit). Ähnlich vielleicht auch die ebenfalls von *Lacroix* (16) beschriebenen und von *Gaubert* (17) bestätigten Vorkommen in SiO_2 -reichen Einschlüssen von Ettringen bei Mayen.

Auf Pneumatolyse weisen wohl die Vorkommen vom Berge San Cristobal, ferner jenes von *Chaudefour*, *Mont Dore*, wo Cr. nach *Lacroix* (18) zusammen mit Tridymit reichlich in Hohlräumen von Trachyt vorkommt; das von der Blauen Kuppe bei *Eschwege*, nach *Ramdohr* (4), und das von *Tuccan Springs* in *Tschama Co.* nach *Rogers* (19).

An fast allen diesen Orten kommt neben Cr. auch Tridymit vor, mehrfach in regelmäßiger Verwachsung, wie es schon *G. vom Rath* beschrieb, und zum Teil derart, daß der Tridymit durch Cristobalit verdrängt ist. Dieser letztere Umstand scheint darauf hinzuweisen, daß im Temperaturgebiet der Unbeständigkeit von Cr. und Tridymit ihre Dampfdruckkurven noch zum Schnitt kommen.

¹⁾ Der Cr. ist dabei also in der mimetischen α -Form benutzt; Abweichungen von der regulären Symmetrie scheinen dabei nicht beobachtet oder beachtet.

Literatur.

- (1) G. vom Rath, N. J. 1887 I, 198.
- (2) Th. Wolf, Z. D. G. G. 1868, 16.
- (3) Joh. Lehmann, Verhdl. naturhist. Ver. Rheinld. Westf. 1874, 35.
- (4) Ramdohr, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1919, I.
- (5) Endell und Rieke, Silikat-Zeitschr. **1**, 7, 1913 und T. M. P. M. **31**, 509, 1912.
- (6) M. Bauer, N. J. 1887 I, 199.
- (7) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 172, 1890.
- (8) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 186, 1890.
- (9) Fenner, Zeitschr. anorg. Ch. **85**, 133, 1914.
- (10) O. Mügge, N. J. 1916, II, 9.
- (11) Endell und Rieke, Zeitschr. anorg. Ch. **79**, 239, 1912.
- (12) Ferguson und Merwin, Am. Journ. **46**, 417, 1918.
- (13) Bowen, Zeitschr. anorg. Ch. **90**, 1, 1915.
- (14) Andersen, N. J. B. B. **40**, 715, 1916.
- (15) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **28**, 56, 1905.
- (16) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 185, 1894.
- (17) Gaubert, Bull. Soc. Min. Fr. **27**, 242, 1904.
- (18) Lacroix, Min. de France III, 807, 1901/1909.
- (19) Rogers, Am. Journ. (4) **45**, 222, 1918.
- (20) G. Rose, S. B. A. 3. VI. 1869, 449.
- (21) Day und Gen., T. M. P. M. **26**, 178, 1907.
- (22) Kyropoulos, Zeitschr. anorg. Ch. **99**, 197, 1917.
- (23) Braesco, C. R. **168**, 343, 1919.
- (24) Andersen und Bowen, Zeitschr. anorg. Ch. **87**, 283, 1914.

Melanophlogit. Seine chemische Zusammensetzung nicht sicher bekannt; nach G. Friedel (1) enthält er SO_3 und ist entstanden durch Einwirkung von SO_3 -Dämpfen auf Opal. Nach Streng (2) enthält er keinen oxydierten Schwefel, sondern SiS_2 , das mit Flußsäure Schwefelwasserstoff entwickelt.

Die Kristalle zum Teil Würfel (bis 3 mm groß) mit Vizinalflächen eines flachen (h11). Keine deutliche Spaltbarkeit, $H = 6-7$, $d = 2,04$, nach dem Glühen 1,95. — Farblos, aber mit hellbraunen Streifen, durchscheinend, beim Erhitzen schließlich schwarzblau werdend. Optisch isotrop (nach Bertrand doppelbrechend, entsprechend einem Aufbau aus 6 tetragonalen Kristallen). Zuweilen im Innern in Quarzaggregat umgewandelt.

Vorkommen auf Schwefelstufen von Roccamuto bei Girgenti zusammen mit Kalkspat, Coelestin, Quarz, Opal, Bitumen.

G. Friedel beobachtete auch hexagonale Tafelchen, optisch einachsig, positiv, $\Delta = 0,012-0,013$; mit 12% Glühverlust und im Rückstand 5,7 SO_3 neben 93,2 SiO_2 . Ähnliche Kristalle fand auch Spezia.

Literatur.

- (1) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 356, 1890, **14**, 74, 1891.
- (2) Streng, N. J. 1891 I, 19 und 205, 1891 II, 211, 1893 I, 27 und 1894 I, 253.

Magnetit.

Chem. Zus. Fe_3O_4 , zuweilen mit erheblichem Gehalt an Ti, Mn, Mg, Al; nach J. H. L. Vogt (1) bei höherer Temperatur mischbar mit Spinell (Entmischung bei niederer); nach Sosman und Hostetter (2) nahezu unbeschränkt bei 1200^{01} . Die natürlichen Eisenerze halten Sosman und Hostetter (3) z. T. für feste Lösungen von Fe_3O_4 in Fe_2O_3 .

Morph. Regulär, holoedrisch, auch nach den von Hildegard Mielke (27) untersuchten Lösungserscheinungen. Vorwiegend (111) und Zwillinge dieser Form nach dem Spinellgesetz, bisweilen in vielfacher Wiederholung und nach mehreren Oktaederflächen unter meistens starker Verkürzung der Einzelindividuen senkrecht zur Zwillingsachse. Seltener (110) oft mit Streifung nach der langen Diagonale, allein oder in Kombination mit (111). In den eisenreichen Ergußgesteinen mit glasiger Basis zierliche Kristallskelette und Wachstumsformen (Bd. I, 1, Taf. IX, Fig. 2). auch pseudomorph nach Eisenhydrogal (Taf. VI, Fig. 3). — Körner und Körneraggregate bis hinab zu feinsten Stäubchen.

Koh. Die Teilbarkeit nach (111) ist wohl nur Absonderung nach eingelagerten Zwillingslamellen. Diese entstehen nach Anni Grünh (4) bei einem Druck von 20 000—30 000 Atm. unter starker Verbiegung der Kristalle durch einen Vorgang, bei dem sich die Atome nicht wie bei den eigentlichen einfachen Schiebungen gradlinig in der Gleitrichtung bewegen. $K_1 = (111)$, $K_2 = 11\bar{1}$. — $H = 5,5$ —6. — $d = 4,9$ —5,2.

Opt. Metallglanz; eisenschwarz mit Stich ins bläuliche. Brechungs-exponent (bestimmt durch Reflexion) nach Loria und Zakrewski (5) 2,42 für $\lambda = 0,7 \mu$. Die für Magnetit angesprochenen kristallisierten Häutchen, die manchen Glimmern nach ihren Spaltflächen eingelagert sind, sind rauchgrau bis dunkelbraun durchsichtig²⁾.

Die Kristalle mancher Vorkommen zeigen auf (110) einen felderweis wechselnden moiréartigen Schimmer und an Kristallen zahlreicher Vorkommen kann ein ähnlicher Schimmer durch Ätzung mit schmelzendem H_2SO_4 hervorgerufen werden, wie Becke (7) zuerst fand. Diese Erscheinungen sind von Mügge (6) genauer untersucht; der Schimmer beruht danach nicht auf dem Reflex von Ätzflächen, sondern geht aus von feinen Blättchen von Eisenglanz, die in regelmäßiger Lagerung zum Magnetit an seiner Oberfläche entstanden sind und deren Stellung und sehr verwickelte Verteilung wahrscheinlich durch Keime von Fe_2O_3 ,

¹⁾ Was aber von A. Smits und Byvoet bezweifelt wird (nach N. J. 1923 II, 17).

²⁾ Sie bilden z. T. trigonale Netze, verraten aber zugleich in ihrer Anordnung fluidale Struktur, scheinen also aus (kolloiden) Flüssigkeitshäutchen hervorgegangen.

die im Magnetit schon zu Anfang vorhanden waren, beeinflußt wird. (Taf. VI, Fig. 2.)

Im Anschliff nach Schneiderhöhn (8) grau mit Stich in rein braun, etwas heller als Titaneisen, im Gegensatz zu letzterem zwischen gekreuzten Nikols gleich dunkel bleibend.

Magnetisch (zuweilen polarmagnetisch) und daher leicht mit Magneten aus dem Gesteinspulver zu entfernen (am reinsten zu gewinnen, wenn das Gesteinspulver auf dünnem Papier ausgebreitet und mit dem Magnetstab unter ihm hergeführt wird). Der Magnetismus verschwindet bei 575 nach Rinne (11), bei etwa 525° nach Wologdine (10).

Phys.-Chem. Nach Ch. Friedel (12) oxydiert sich Magnetit beim Erhitzen auf helle Rotglut an der Luft zu Fe_2O_3 (künstlicher Martit). Dies ist gut zu sehen an braungelben bis rauchgrauen gestrickten Formen, die mit ihrer Fläche (111) \parallel den Spaltflächen mancher Glimmer eingelagert sind; sie werden schon nach längerem Erhitzen auf 300° nach Mügge (6) ziegelrot; bei schnellerem Erhitzen erscheint der Eisenglanz mit seiner Fläche (0001) in dünnen Streifen parallel den Flächen (111) des Magnetit eingelagert, von denen die nicht parallel der Tafelfläche des Magnetit (001 des Glimmers) liegenden lebhaftere Doppelbrechung erkennen lassen. — Schmilzt in Luft nach Ruff und Goecke (13) bei 1538°, in Stickstoff nach Kohlmeyer (14) bei 1527°.

Sehr innige Verwachsungen des Magnetit mit andern Mineralen sind sehr verbreitet, werden aber oft erst beim Behandeln mit Säuren sichtbar. A. Cathrein (26) beschrieb Verwachsungen mit Rutilnadeln aus chloritischen Strahlsteinschiefern von Alpach und Wildschönau in Tirol; sie liegen auf (111) parallel den Kanten [110] und hängen nach O. Mügge (15) vielleicht zusammen mit der durch Gebirgsdruck bewirkten Zwillingslamellierung nach (111) und den dabei entstehenden, schon von Becke (16) vermuteten hohlen Kanälen \parallel [110]. Verwachsungen mit Ilmenit wurden öfter in Gabbros und von Cathrein (17) in tirolischen Chloritschiefern nachgewiesen. Hier liegt vielleicht eine Entmischungserscheinung vor. Die Blättchen von Titaneisen liegen mit (0001) \parallel (111) des M.; näheres über die Orientierung bei Mügge (18). G. Lattmann¹⁾ fand sie am Magnetit des Nephelinbasalts vom Katzenbuckel. Löst man diesen im Dünnschliffe durch HCl auf, so bleibt ein Netzwerk von z. T. braun durchsichtigen Lamellen von Titaneisenglimmer, die sich in Schnitten nach (111) unter 60°, in solchen nach (100) unter 90° schneiden, zurück. (Taf. VIII, Fig. 1.) — Perthitische Verwachsungen von Magnetit mit Titaneisen sind von Hussak (32) in zahlreichen

¹⁾ Persönliche Mitteilung an H. Rosenbusch.

sauren und basischen Eruptivgesteinen, namentlich Brasiliens, aufgefunden, sie sind nach Lacroix (31) auch häufig in den Leptyniten von Sabaninoka (Madagaskar); in Titanomagnetiten der vulkanischen Gesteine Madagaskars dagegen war keine perthitische Struktur nachzuweisen. — Auch mit Pyrit ist der Magnetit oft verwachsen.

Künstlicher Magnetit ist vielfach in gestrickten Formen in Hohlräumen und im Glas von Schlacken beobachtet. Von Fouqué und Michel Lévy auch erhalten als Ausscheidung aus ihren Schmelzen basischer Eruptivgesteine. — Als rezente Bildung nach Stapff (23) im Rost alter Nägel in Bergwerken.

Vork. Der Magnetit ist vielleicht das verbreitetste Mineral, zumal in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen, während er dem Schichtgebirge bei normaler Entwicklung fremd ist. Als massenhafte Ausscheidung aus Eruptivgestein (wahrscheinlich durch Saigerung bewirkte Ansammlung) gelten die ungeheuren Erzlager von Kiruna und Luossavara. Hier findet sich nach P. Geijer (24) ein fast nur aus Albit mit Magnetit bestehendes Eruptivgestein in dem bis 30 % Magnetit und zwar sehr oft noch nach dem Feldspat auskristallisiert ist, eine Grundmasse zwischen den Feldspaten bildend. Ebenso kommen dort auch eigentümliche Apatit-Magnetitgänge in Quarzporphyr vor. Ähnliche Vorkommen von Magnetit finden sich nach Geijer (28) in den Adirondacks und in Missouri (z. T. Quarz-Orthoklas-Flußpat-Gesteine). In basischen Schlieren, z. T. mit Pyroxen und Fayalit, erscheint Magnetit nach Geijer (29) auch in nordschwedischen Syeniten. Im allgemeinen gehört sonst der M. zu den ältesten Ausscheidungen der Magmen und erscheint daher gern als Einschluß in den nächst jüngeren Bildungen, wie Olivin, Biotit, Amphibol und Pyroxen oder dient diesen, zumal Biotit und Amphibol, als Ansatzpunkt. Im Magnetitbasalt von North Park (Col.) wird der Gehalt an M. nach Washington und Larsen (20) so groß (50 %), daß er den eigentlicher Erzlagerstätten übertrifft. Hiermit analog ist das Auftreten des M. in künstlichen Schlacken und in den künstlichen Darstellungen basaltischer Eruptivgesteine von F. Fouqué und A. Michel-Lévy. Nur bei sehr Fe-reichen Ergußgesteinen findet sich der M. auch in einer zweiten jüngeren Generation. In Phonolithen, Trachyten, Andesiten, Trachydoleriten und Tephriten sind Magnetitanhäufungen um Biotit-, Hornblende- und Hypersthen-, seltener um Augiteinsprenglinge sehr verbreitet, die sogenannten „opacitischen Ränder“. Sie rühren wohl von einer Wieder-Anschmelzung dieser Gemengteile her und gehören einer späteren Entwicklungsperiode dieser Gesteine an, in welcher zufolge chemischer und physikalischer Veränderungen im

Magma jene älteren Ausscheidungen bestandsunfähig geworden waren. Die Resorption kann eine vollkommene werden, so daß vollständige Pseudomorphosen nach den genannten Mineralien entstehen. In diesen Bildungen wird der M. stets von Augit in mikroskopischen Kriställchen und Körnern begleitet. Die Form dieser Pseudomorphosen ist durch die fließende Bewegung des Gesteinsmagmas oft in hohem Grade verändert.

Als Produkt pneumatolytischer Vorgänge öfter auf Spalten basaltischer Gesteine (Blaue Kuppe bei Eschwege, Pflasterkaute bei Mark-suhl, Vesuv u. a. O.). Auch charakteristisch für die Pegmatit- und Quarz-gänge in den kristallinen Schiefen Madagaskars nach Lacroix (28). Als Neubildung aus anderen Eisenerzen (Eisenglanz, Brauneisen, Eisen-spat) findet sich M. am Kontakt mit Eruptivgesteinen (an Basalt bei Siegen, an Diabas bei Dillenburg, an Granit bei Altenau i. Harz und viele andere), z. T. große Lagerstätten bildend. So, aus Eisenglanz ent-standen, am Kontakt mit Pegmatit bei Grängesberg im mittleren Schwen-den. Auch in eisenreichen kristallinen Schiefen in Porphyro-blasten, z. B. in den Phylliten der Ardennen (hier mit ausgezeichneten Streckungshöfen, selbst aber durchaus nicht deformiert), ferner bei Epp-stein im Taunus, in Chloritschiefen des Zillertals, in manchen kristallinen Schiefen auch lagenweise. Bei geringem Eisengehalt wie in den Gneißen und Glimmerschiefen versteckt sich der Magnetit in der Gesteinsmasse.

Als Neubildung in den nicht metamorphen Brauneisenerzen des Beckens von Briey in Lothringen (Minette-Erze) und zwar nach G. Berg (25) in scharfen, z. T. dendritisch aneinander gereihten Oktaederchen und nur in den Silikatrinden, die die Zwickel zwischen den Oolithkörnern auskleiden. Auch in den roten lateritischen Verwitterungsprodukten Mada-gaskars sind (vielfach in Martit umgewandelte) Magnetite nach Lacroix (31) sehr häufig. In Pseudomorphosen nach Pyrit nach Scrivener (22) in lockerem Buntsandstein von Hinksford bei Stobridg (Staffordshire).

H. Fischer (30) machte besonders auf die Verbreitung des Magnetits in den verschiedensten Mineralien aufmerksam, erklärte hierdurch den mehr oder weniger schwachen Magnetismus, den man an seinen Wirten beobachtet, und betonte die durch diese Verbreitung des Magnetits be-dingte Vorsicht bei der Zubereitung des zu quantitativer Analyse bestimmten Mineralmaterials.

Unter der Einwirkung der Atmosphärien verwittert der Magnetit äußerlich zu ockerigen Eisenhydroxyden und ist dann im Dünnschliffe von einem rotbraunen Hofe umgeben. Bei bedeutenderem Gehalt an Ti bildet sich um den Magnetit oft ein strahliger oder körniger, weißlicher oder gelblicher Hof von Leukoxen oder Titanomorphit, wie um Ilmenit (siehe dieses Mineral S. 163).

Nach K. C. Berz (9) ist auch Doss' Melnikowit ein rezentes oxydisches Eisenerz, wahrscheinlich Magneteisen, und er vermutet, daß allgemein die dunkle Färbung mariner Schlickmassen weder von Eisensulfiden noch organischer Substanz, sondern wesentlich von einer kolloiden Substanz von der Zusammensetzung des Magneteisens herrührt.

Literatur.

- (1) J. H. L. Vogt, Vidensk. Selsk. Skrift. 1910 I, Nr. 5.
- (2) Sosman und Hostetter, Journ. Amer. Chem. Soc. **38**, 807, 1916.
- (3) Sosman und Hostetter, Trans. Am. Phil. Soc. Newyork **58**, 409, 1918.
- (4) Anni Grünh, N. J. 1918, 99.
- (5) Loria und Zakrewski, Anz. Wien. Ak. Wiss. 1910, 278.
- (6) O. Mügge, N. J. B. B. **32**, 528, 1911.
- (7) Becke, T. M. P. M. **7**, 215, 1885.
- (8) Schneiderhöhn, Anltg. Best. Erzen. 1922, 255.
- (9) K. C. Berz, Centralbl. 1922, 569.
- (10) Wologdine, C. R. **148**, 776, 1909.
- (11) Rinne, Centralbl. 1902, 295.
- (12) Ch. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **17**, 150, 1894.
- (13) Ruff und Goecke, Zeitschr. f. angew. Chem. **24**, 1459, 1911.
- (14) Kohlmeyer, Metall. **6**, 325, 1909.
- (15) O. Mügge, N. J. 1899 I, 246.
- (16) Becke, T. M. P. M. **7**, 207, 1885.
- (17) Cathrein, Z. X. **12**, 47, 1886.
- (18) O. Mügge, N. J. B. B. **16**, 344, 1903.
- (19) Hussak, N. J. 1904 I, 94.
- (20) Washington und Larsen, Journ. Washington Ac. Sc. **3**, 449, 1913.
- (21) Cayeux, nach Chem. Centralbl. 1921 III, 519.
- (22) Scrivener, Min. Mag. **13**, 351, 1903.
- (23) Stapff, Glückauf, 1893, 541 und 820.
- (24) P. Geijer, nach N. J. 1912 II, 389.
- (25) G. Berg, Z. D. G. G. 1921, **73**.
- (26) Cathrein, Z. X. **8**, 321, 1884.
- (27) Hildegard Mielke, Leipziger Ber. 4. XII. 1922, **74**, 319.
- (28) Geijer, Geol. För. Förh. **36**, 157, 1914.
- (29) Geijer, Geol. För. Förh. **34**, 183, 1912.
- (30) H. Fischer, Kritische, mikr.-min. Stud. Freiburg i. B. 1869, 4 ff.
- (31) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 330 u. 334, 1922.
- (32) Hussak, N. J. 1904, I, 94.

Chromit.

Chem. Zus. FeCr_2O_4 mit wechselnden Beträgen anderer Spinellverbindungen.

Morph. (111), selten (100). Körner, Körneraggregate und derbe Massen.

Koh. Spaltung nicht erkennbar. — H. = 5,5. — d. = 4,32—4,57.

Opt. Glanz halbmatt bis fettig. Im auffallenden Lichte bräunlich-schwarz, bei hinreichender Dünne braun bis rotbraun durchsichtig. — Lichtbrechung hoch. Thoulet (1) berechnete aus dem Einfallswinkel ($64^{\circ} 30'$), bei welchem das reflektierte Licht vollständig polarisiert war, $n = 2,10$.

Larsen (2) fand für Chromit von Nord-Carolina $n = 2,16$, für Chr. von Nottingham Penns., mit $51,23 \text{ Cr}_2\text{O}_3$ und $48,70 \text{ FeO}^1) + \text{Al}_2\text{O}_3$ $n = 2,08$.

Phys.-Chem. Unschmelzbar v. d. L. Schmelzpunkt nicht sicher bekannt. — Oft schwach magnetisch. — Künstlich bisher nur erhalten durch Prozesse, die für die natürlichen Vork. ohne Interesse sind.

Vork. Chr. ist in Mg-reichen Eruptivgesteinen und ihren Derivaten zu Hause: in Olivinfels, (3), Pikrit, Basalt, und gehört zu ihren ältesten Ausscheidungen, daher häufig als Einschluß in Olivin und Pyroxen. Im Polzenit und anderen Gesteinen fand ihn Scheumann mit dunklerem oder ganz undurchsichtigem Rand, oder auch umgeben von undurchsichtigen kleinen Oktaedern, die nicht magnetisch waren. — Sekundär, erst nach der Serpentinisierung ausgeschieden, erscheint er nach Baumgärtel (5) im Peridotit von Dubonica in Bosnien. — Ebenso findet er sich in Mg-reichen kristallinen Schiefen wie im Sagvandit der Gegend des Balsfjord im nördlichen Norwegen (6), im Listwänit und Amphibolit (7) des Berges Poroshnaja bei Nishne Tagilsk. Hier und da auch in körnigen Dolomiten. Verwachsungen des Chromits mit Rutil und Zirkon beobachtete Knop (8) in Vorkommnissen der Diamantenfelder von Jagersfontain in Südafrika.

Literatur.

- (1) Thoulet, Bull. Soc. Min. Fr. **2**, 34, 1879.
- (2) Larsen, U. S. Geol. Survey, Bull. **679**, 57, 1921.
- (3) E. Dathe, N. J. 1876, 247.
- (4) Scheumann, Abhdl. Sächs. Ak. Wiss. 1913, Nr. VII, S. 736.
- (5) Baumgärtel, T. M. P. M. **23**, 393, 1904.
- (6) H. Rosenbusch, N. J. 1884 I, 195.
- (7) M. v. Mielucho-Maclay, N. J. 1885 I, 69.
- (8) Knop, Ber. 32. Vers. Oberrh. geol. Ver. zu Aschaffenburg am 25. Apr. 1889. Stuttg. S. 19.

Spinelle.

Chem. Zus. $\text{R}^{\text{II}}\text{R}_2^{\text{III}}\text{O}_4$; $\text{R}^{\text{II}} = \text{Mg, Zn, Fe}$; $\text{R}^{\text{III}} = \text{Al, Fe, Cr, Mn}$. Nach den vorliegenden Analysen ununterbrochene Mischbarkeit in der Reihe $(\text{Mg, Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$, sehr geringe zwischen Spinell und Magnetit bei niederer

¹⁾ Gewogen als Fe_2O_3 .

Temperatur (vgl. Magnetit S. 16). Nach Rankin und Merwin (1) besteht auch Mischbarkeit mit Al_2O_3 ; bei größerem Gehalt scheint aber bei niedriger Temperatur Entmischung einzutreten. — Nach v. Ecker-
mann (26) enthält der (aus Phlogopit hervorgegangene) Spinell aus dem Kontakt von Kalk und Pegmatit am Berge Malsjö auch Alkalien in beträchtlichen Mengen ($1,38 \text{ Na}_2\text{O} + 1,31 \text{ K}_2\text{O}$)¹⁾.

Morph. (111) in einfachen Kristallen und Zwillingen nach (111), selten auch (110) und (311), sehr selten (001). Rundliche und rundlicheckige Körner. (Taf. VI, Fig. 4.)

Koh. Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar; bei Zinkspinell deutlich || (111); einfache Schiebungen wie am Magnetit bisher nicht gelungen. — $H = 7,5-8$. — $d = 3,6-4,5$.

Opt. Glasglanz. Farblos oder u. d. M. grün, braun, selten bläulich. Brechung stark und wie die Farbe wechselnd mit der Zusammensetzung.

Spinell, künstl. MgAl_2O_4	$n = 1,718 \pm 0,002$	Rankin und Merwin (1).
.. rot. Ceylon	$n_{\text{Na}} = 1,7167$	Zimanyi (2).
.. " "	$n_{\text{Li}} = 1,7121$ $n_{\text{Na}} = 1,7135$ $n_{\text{bl}} = 1,7261$	Des Cloix-eaux (3).
.. blau, Åker	$n_{\text{Na}} = 1,7200$	Zimanyi (2).
.. " Ceylon	$n_{\text{Li}} = 1,7153$ $n_{\text{Na}} = 1,7188$ $n_{\text{Tl}} = 1,7227$	Melzer (4).
Pleonast, Peeks Hill N. Y. n	$= 1,775 \pm 0,005$	Larsen (5).
.. Virginia	$n = 1,785 \pm 0,005$	Larsen (5).
Herzynit, —	$n = 1,749$ ²⁾	Michel-Lévy und Lacroix (6).
.. Rogers mine	$n = 1,800 \pm 0,005$	Larsen (5).
Picotit, Rocklin, Calif.	$n = 2,05$ (ca.).	
Gahnit ³⁾ —	$n_{\text{gelb}} = 1,807$, $n_{\text{gr}} = 1,8196$	Eskola (7).
.. —	$n = 1,765$	Michel-Lévy und Lacroix (6).

Nach Melzer (4) nimmt am blauen Spinell von Ceylon die Brechung mit der Tiefe der Färbung ab. O. Weigel (8) gab eine genaue Untersuchung der mannigfaltigen Farbenänderungen des dunkelroten, hellroten und blauen Spinells von Ceylon mit der Temperatur, sie beruhen auf einer für verschiedene Wellenlänge im allgemeinen ungleichen Verschiebung des Durchlässigkeitsmaximums und sind zum Teil irreversibel. — Die Absorption maß Ites (30). Der Pleonast von Bodenmais hat

¹⁾ Eine Übersicht der chemischen Zusammensetzung der Spinelle und ihrer physikalischen Eigenschaften gaben Niggli u. Faesy in Z. X. 60, 323—343, 1924. Sie machten auch Vorschläge zu ihrer Gliederung.

²⁾ Nach Larsen (5) ist $n = 1,800 \pm 0,005$.

³⁾ Die von Sabot (Dissert. Genf 1914, p. 78) für Spinell mit 39,86 ZnO und der Dichte 4,602 angegebenen Werte weichen von den hier gegebenen so stark ab, ($n_{\text{Na}} = 1,6529$), daß ein Irrtum vermutet werden muß.

nach Mügge (11) farbige (rauchschwarze) radioaktive Höfe um Zircon, die bei längerem Erhitzen verschwinden.

Phys. Chem. Bei Untersuchung des schmelzflüssigen Systems Mg-Al₂O₃, in dem MgAl₂O₄ als einzige Verbindung auftritt, ermittelten Rankin und Merwin (1) den Schmelzpunkt des Spinells zu $2135 \pm 20^\circ$; er bildet hier eine fast vollständige Mischungsreihe mit α -Al₂O₃ (Korund), während β -Al₂O₃ nicht aufgenommen wird. — Die edlen Varietäten werden von Säuren und schmelzenden Alkalikarbonaten kaum angegriffen. Eisenreichere Abarten werden durch anhaltende Behandlung mit Fluß- und Schwefelsäure, sowie durch Schmelzen mit Alkalikarbonaten im feinen Pulver stark angegriffen und endlich zerstört. Alle Arten sind aufschließbar mit Kaliumbisulfat.

Die künstliche Darstellung der Spinelle (auch ZnCr₂O₄, CdCr₂O₄ und MnAl₂O₄, auch Mn^{III}-haltige) ist nach mehreren Methoden gelungen. Ebelmen erhielt sie in meßbaren Kristallen, als er ihre Bestandteile in Gegenwart von Borsäure einer längeren Schmelzung unterwarf; Daubrée indem er Dämpfe von AlCl₃ bei Rotglut auf MgO wirken ließ; ähnlich St. Meunier. Aus tonerdereichen Silikatschmelzen erhielten ihn Rankin und Merwin (22), auch entstand er im System Anorthit-Forsterit-SiO₂ nach O. Andersen (23) als Zersetzungsprodukt zwischen den beiden ersten Komponenten. Wichtig sind die Beobachtungen von A. Stelzner (24) und von A. Stelzner und H. Schulze (25) über die Bildung eines fast reinen Zinkspinells nebst Tridymit in Verbindung mit kleinen Mengen amorpher und kristallisierter Zinksilikate bei der hüttenmäßigen Zinkdestillation. Die aus Ton und Chamottebröckchen hergestellten porösen Muffeln sind durch die 4—6 Wochen dauernde Einwirkung von Zink- und Wasserdampf, von Kohlendioxyd, Kohlenoxyd und etwas Kohlenwasserstoffgas bei einer Temperatur von etwa 1300 °C zu einem fast vollständig kristallinen Gemenge der genannten Mineralien umgewandelt, obgleich sie in ihrer Gesamtheit starr bleiben und höchstens lokal erweicht werden, wie dieses aus den in den Chamottebröckchen zur Entwicklung gelangenden Bläschen erkennbar ist. — Eine Analogie zu den Picotiteinschlüssen im Olivin bildet das Auftreten von Zink-Spinellkriställchen in den Fayalitschlacken des Bleiverhüttungsprozesses der Muldner Hütte bei Freiberg i. S., welches gleichfalls von Stelzner beschrieben wurde.

Diese beiden Arten künstlicher Spinelle sind farblos oder bläulich und entfärben sich beim Glühen unter Luftzutritt, nicht unter Luftabschluß.

Die Bildungszeit der Spinelle in künstlichen Schmelzflüssen ist nach J. H. L. Vogt (27) und Jos. Morozewicz (28) eine sehr frühe;

sie geht sogar derjenigen des Magnetits voraus, wie sich durch Umwachsungen von Zinkspinell durch Magnetit nachweisen läßt. Damit stimmen die Tatsachen in den Eruptivgesteinen im allgemeinen gut. Doch wird man nicht vergessen dürfen, daß die Spinellbildung in den Gesteinen nicht immer ein Akt der Kristallisation aus schmelzflüssiger Lösung ist. Interessant ist die Spinellbildung aus dem Glimmer der granitischen und Gneißeinschlüsse in den Ergußgesteinen.

Nach Morozewicz (32) scheidet sich Spinell aus trockenen Silikatschmelzen dann aus, wenn der Tonerdegehalt etwa 30% übersteigt und sie gleichzeitig MgO enthalten.

Umwandlung. Entsprechend ihrer schweren Angreifbarkeit durch chemische Reagentien trifft man die Spinellmineralien in den Gesteinen auch dann vollkommen frisch, wenn alle andern Gemengteile verändert und zersetzt wurden. Die Umwandlung zu Muscovit findet sich in Disthengeißeln und Amphiboliten der Gegend von Neustadt im Schwarzwald. Um Einschlüsse von Pleonast in Hypersthen in Harzburgit des Mansjö-Gebietes beobachtete v. Eckermann (26) Reaktionsränder aus Edenit + (serpentinisiertem) Olivin, vielleicht entstanden nach der Gleichung:



Vork. Der edle Spinell (MgAl_2O_4) ist im durchfallenden Lichte farblos bis schwach rötlich, hellgrünlich oder blau durchsichtig. Seine Heimat sind die körnigen Kalke und Dolomite des Grundgebirges und der kristallinen Schiefer überhaupt. Mit den Einschlüssen desselben haben sich Sorby, Judd, Prinz (29) u. a. beschäftigt. Prinz entdeckte darin Einschlüsse zweier nicht mischbarer Flüssigkeiten von eigentümlicher Beschaffenheit.

Der Pleonast ($\text{Mg, Fe}(\text{Al, Fe})_2\text{O}_4$) ist rein grün durchsichtig, im auffallenden Lichte und bei Undurchsichtigkeit schwarz ohne metallischen Glanz. Derselbe tritt gelegentlich zusammen mit Magnetit unter den ältesten Ausscheidungen mancher Eruptivgesteine auf, so in den Sanidiniten des Laacher Sees, dem Glimmerandesit von Cascade de Tourci im Cantal, in manchen Graniten, in den Eläolithsyeniten der Bäder von Monchique, Südportugal (33), und in den piemontesischen und pyrenäischen Lherzolithen (9), in madagassischen Pegmatiten nach Lacroix (34). — Sehr verbreitet ist er in den Gneißeln und ihren amphibolitischen und Kalksikatfels-Einlagerungen, zumal da, wo diese Cordierit oder Granat (Bodenmais, Schwarzwald, Vogesen, Odenwald usw.) führen, in welchen Mineralen der Pleonast dann gern eingewachsen ist. Auch vielfach als Umrandung tonerdereicher Minerale (Sillimanit, Cyanit, Granat, Glimmer, Korund) in kristallinischen Schiefeln und Einschlüssen solcher in Eruptiv-

gesteinen, so z. B. denen im Kersantit von Michaelstein im Harz nach M. Koch (12). Seine Formen sind hier öfter unregelmäßig eckig, zapfen- und schlauchförmig, während er in den Eruptivgesteinen vorwiegend gut auskristallisiert auftritt. — Ein ganz besonderes Interesse beansprucht das Auftreten des Pleonast in kontaktmetamorphen Gebieten (Monzoni, Vesuv) bei der Berührung mergeliger dolomitischer Kalke mit Eruptivmassen, zumal aber jene Form der Verbreitung, wo der Pleonast in Schmitzen und Schlieren zusammen mit Tonerdesilikaten (Andalusit, Sillimanit), Korund und Turmalin an der unmittelbaren Grenze sowohl in den durchbrochenen, wie in den durchbrechenden Massen verteilt ist. Als Typus für diese Art des Vorkommens dient der von F. Teller und C. v. John (13) beschriebene Dioritstock in den Quarzphylliten von Klausen. Es ist möglich, daß auch das portugiesische Vorkommen richtiger hierher zu stellen ist. In Schieferhornfelsen zwischen Löbnitz und Alberoda in Sachsen beobachtete ihn F. E. Müller (14), in den korundführenden Hornfelsen und Smirgelgesteinen des Odenwaldes Klemm (15). Lacroix (16) beschrieb als Einschlüsse in Plagioklas eines Troktoliths aus dem Lande Mahafaly, Madagaskar, dünne, kurz gestreckte Täfelchen (verzerrte Oktaeder) die $\parallel (010)$ liegen und ähnliche aus Olivingabbro von Tvedestrand (17), (vielleicht Entmischungsprodukte?). Auch in den Gabbros des Böllsteiner Gebietes im Odenwald ist Spinell in zwei grünen Varietäten neben Picotit nach Ramdohr (31) häufig und hat hier stets einen Reaktionsrand.

Den Hercynit, FeAl_2O_4 , den Kalkowsky (18) in weiter Verbreitung in den sächsischen Granuliten nachwies, und welcher ebenfalls mit sattgrüner Farbe durchsichtig wird, kann man nur durch Isolation und chemische Analyse vom Pleonast unterscheiden. Die Art der schlierenförmigen Verteilung dieses Spinelles, seine Assoziation mit Granat, Quarz, Sillimanit und triklinem Feldspat, sein Fehlen in dem normalen Gesteinsgewebe lassen auch hier auf ungewöhnliche Bildungsbedingungen schließen. Linck (19) fand ihn in Gabbro von Le Prese, Veltin.

Der Gahnit oder Automolith, wesentlich ZnAl_2O_4 , ist gleichfalls grün durchsichtig und findet sich in Oktaedern oder Körnern spärlich in kristallinen Schiefen unter analogen Verhältnissen, wie der Pleonast, von dem er nur chemisch zu unterscheiden ist. Bei Träskbole, Perniö in Finnland, ist nach Eskola (7) Gahnit aus Schmelzfluß von Pegmatit (der sulfidische Erze umschlossen hat) auskristallisiert und zwar mit Reaktionsrand von Kieselzinkerz, Kaliglimmer und Chlorit.

Der Picotit, wesentlich $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4$, wird gelb oder braun durchsichtig und stimmt in seiner Paragenese durchaus mit dem Chromit überein, von welchem er nur chemisch oder durch seine Dichte

und Härte zu unterscheiden ist. In winzigen Individuen von scharfer kristallographischer Begrenzung findet er sich als Einschluß in den Olivinen der basaltischen Gesteine. Selten tritt er als selbständiger Gemengteil in denselben auf, wie dieses zuerst Wadsworth (20) am Basalt des Mount Shasta, Oregon, beobachtete. — In den Lherzolithen und den Olivingesteinen des kristallinen Schiefergebirges findet er sich öfter in regellosen Körnern als in Kristallen, erreicht hier aber größere Dimensionen; ebenso in den Serpentin. Hier erscheint er öfter auch in den Kelyphit-Säumen um Granat, so z. B. in Serpentin des Dunkelsteiner Granulitmassivs in Durchwachsung mit Diopsid, die das Bild geknüpfter Fransen gibt nach Tertsch (21).

Literatur.

- (1) Rankin und Merwin, Zeitschr. f. anorg. Chem. **96**, 296, 1916.
- (2) Zimanyi, Z. X. **22**, 328, 1894.
- (3) Des Cloizeaux, Nouv. Rech. s. l. propriétés optiques etc. Paris 1867, 203.
- (4) Melzer, Z. X. **33**, 260, 1900.
- (5) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 83 u. 119, 1921.
- (6) Michel-Lévy et Lacroix, Minéraux des roches. Paris 1888.
- (7) Eskola, Geol. För. Förh. **36**, 25, 1914.
- (8) Weigel, N. J. B. B. **48**, 274, 1923.
- (9) Lacroix, nach N. J. 1922 II, 55.
- (10) L. van Werveke, N. J. 1880 II, 168.
- (11) O. Mügge, Göttinger Nachr. 1923.
- (12) M. Koch, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1886, 59.
- (13) Teller und v. John, Jahrb. K. K. Reichsanst. **32**, 589, 1882.
- (14) F. E. Müller, N. J. 1881 I, 120.
- (15) Klemm, Not. Bl. Ver. Erdkde. Darmstadt **5**, 23, 1916.
- (16) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **30**, 36, 1907 u. **31**, 321, 1908.
- (17) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **12**, 236, 1889.
- (18) Kalkowsky, Z. D. G. G. **33**, 533, 1881.
- (19) Linck, S. B. A. 9. Febr. 93.
- (20) Wadsworth, Harvard University, Bull. Nr. 22, S. 359, 1882.
- (21) Tertsch, T. M. P. M. **35**, 198, 1923.
- (22) Rankin und Merwin, Zeitschr. f. anorg. Chem. **96**, 296, 1916.
- (23) O. Andersen, N. J. B. B. **40**, 737, 1916.
- (24) A. Stelzner, N. J. 1882 I, 170.
- (25) A. Stelzner und H. Schulze, N. J. 1881 I, 120.
- (26) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 245 und 747, 1922.
- (27) J. H. L. Vogt, Arch. f. Math. og Naturvid. Kristiania 1891.
- (28) Morozewicz, T. M. P. M. **18**, 1, 186, 291, 1898.
- (29) Prinz, Annales Soc. belge de Microsc. 1882.
- (30) Ites, Diss. philosoph. Fac. Göttingen 1903, S. 28.
- (31) Ramdohr, Not. Bl. Ver. f. Erdkde. 1923 (5), Heft 5, S. 163.
- (32) Morozewicz, Z. X. **24**, 281, 1895.
- (33) van Werveke, N. J. 1880, II, 168.
- (34) Lacroix, Min. de Madagascar I, 322, 1922.

Steinsalz.

Chem. Zus. NaCl; abgesehen von Einschlüssen anderer Minerale und von Mutterlauge fast chemisch rein, namentlich ohne merkliche Beimischung von KCl.

Morph. Regulär, holoedrisch. (001); aus Natronseen Ägyptens (111), zum Teil mit (110) und (001) nach Bertrand (1). Das Auftreten von (111) neben (001) an Kristallen der Oase Bilma möchte Lacroix (2) einem Gehalt der Mutterlauge an Na_2SO_4 zuschreiben. Auch (210) öfter beobachtet, z. B. bei Roccalmuto, Sizilien nach K. Andrée (3); in Carnallit auch (111) u. a. F. An Kristallen der Auswurfsblöcke des Vesuv von 1906 ist nach Hintze (4) ebenfalls (111) beobachtet. In wenig untersättigten Lösungen entstanden nach Johnsen (5) aus Spaltwürfeln flache Pyramidenwürfel [wie man sie auch im natürlichen Tropfsalz beobachten kann, und über welche schon Mohs (6) berichtet], dann würfelförmliche Ikositetraeder. — Zwillinge nach (111) nicht sicher nachgewiesen, dagegen Parallelverwachsungen mit KCl und Verwandten durch Barker (7); auch auf Spaltflächen natürlicher Sylvine von Kalusz wurde von St. Kreutz (8) parallele Aufwachsung von NaCl beobachtet; derartig orientierte Einschlüsse von Sylvin in Steinsalz von Görgey (32) bei Wittelsheim im Oberelsaß beobachtet.

Kristalle meist nur auf Spalten und Drusenräumen, sonst nur unregelmäßige Körner; auch stalaktitisch und in parallelfaserigen Aggregaten namentlich auf Klüften im Salzton; die Faserrichtung nach Rich. Schmidt (9) meist in (001) gelegen. Man kann ihre Entstehung nach O. Mügge (10) erklären durch die Annahme, daß auf der Kluftwand des Tones zahllose Keime vorhanden waren, wie Schmidt (9) meint, etwa entstanden aus Tröpfchen, die aus den feinen Poren des Tones ausgepreßt waren. Diese Keime wuchsen in die Dicke bis zur gegenseitigen Berührung, ihr Längenwachstum war beschränkt durch die Geschwindigkeit, mit der die Kluft sich öffnete; lag letztere zwischen der größten und kleinsten Wachstumsgeschwindigkeit der Keime, so wurden nach und nach jene Keime von ihren Nachbarn unterdrückt, bei denen die Wachstumsgeschwindigkeit senkrecht zur Kluftwand kleiner als die Öffnungsgeschwindigkeit war. — Görgey (37) hat auch Gebilde beschrieben, die anscheinend als Pseudomorphosen von körnigem Steinsalz nach faserigem aufzufassen sind. Auf offenen Strecken in Bergwerken auch als Ausblühung in lockeren wolligen Aggregaten lockig gekrümmter Härchen (nach Görgey (32). Diese Form wohl ähnlich entstanden wie beim haarförmigen Eisenvitriol nach Mügge (33): jedes Härchen entsteht als einheitlicher Kristall aus der aus einer Pore der Wandung ausgepreßten

Lösung beim Eindunsten derselben, dabei wächst der Keim der Lösung entgegen mit einer Geschwindigkeit, die größer ist als deren Ausflußgeschwindigkeit, so daß stets nur er allein mit der Lösung in Berührung bleibt¹⁾. Diese „Salzwolle“ gehört also wie alle sog. Ausblühungen, zu den Bildungen in offenen Drusenräumen, nicht wie die Parallelfasersalze zu den Kluft-„Füllungen“ mit sich bewegenden Wänden. Einheitlich und unter rechtem Winkel spaltbare, aber verschoben aussehende Würfel aus Salzton²⁾ wurden von E. Weiß (12) als Pseudomorphosen von Steinsalz nach deformiertem Steinsalz beschrieben, indessen zeigte Görgey (32) an Kristallen von Wittelsheim im Oberelsaß, daß sie keine Deformation erfahren haben, da die in der Anordnung von Einschlüssen erkennbaren Anwachsschichten zum Teil noch unter 90° geneigt sind und suchte die Erklärung in einem in der Richtung der Schichtflächen des Tones durch erleichterte Materialzufuhr verstärktem Wachstum. Nach Mügge (37) hat allerdings eine Deformation stattgefunden, aber nicht des Steinsalzes, sondern (wesentlich nur) des Tones (fließen parallel der Schichtung in Folge Hangenddruck); in die dadurch hinter den Steinsalzwürfeln entstehenden Streckungshöfe wuchs der Kristall hinein, wobei seine Wachstumsgeschwindigkeit größer war als die Fließgeschwindigkeit des Tones.

Koh. Spaltung \parallel (001) sehr vollkommen; Translation nach T = (110) mit t = [110] nach G. Reusch (13), daher nach O. Mügge (14) in hohem Grade plastisch, wie Rinne (17) durch Versuch bestätigte und, wie Milch (15) zeigte, stark zunehmend mit der Temperatur, dagegen stark verringert nach Johnsen (16) in flüssiger Luft. Beginnt nach unveröffentlichten Versuchen von Geller³⁾ zu fließen unter einem Druck von 7900 Atm. bei 15°; dieser Fließdruck erniedrigt sich auf 3350 Atm. bei 300°. Absonderung nach (110), nach Eck (18), von Wakkernagel schon 1822 beobachtet, kann nach E. Geinitz (19) sogar gegenüber der Spaltbarkeit vorherrschen; nach O. Mügge (14) zum Teil aufzufassen als Reißfläche. Die Schlagfigur auf (001) bilden nach den Kanten zu (110) und ($\bar{1}\bar{1}0$) verlaufende Sprünge. Auch an den natürlichen Kristallen öfter Fältelung um f = [110], mehrfach fälschlich für lamellare Zwillingsbildung gehalten. — H = 2. — d = 2,1678 ± 0,0004 bei 23°

¹⁾ Die Krümmung kann, wie bei Eisenvitriol, nur eine scheinbare sein, dadurch veranlaßt, daß der Keim an der Austrittsstelle der Lösung in ihr hin und hergedreht wird; sie kann aber bei der großen Plastizität des Steinsalzes (wie bei Eiswolle) auch auf einer wirklichen Deformation des feinen Härchens beruhen, etwa durch Windzug (Wetterzug) veranlaßt.

²⁾ Bereits Leonhard (1826) bekannt, vergl. Hintze, Handb. I. 2273, Anm. 3.

³⁾ Vergl. O. M. Gött. Nachr. 1924.

nach Spangenberg (20). Aus der Kantenlänge des Elementarparallepipeds von Davey (35) berechnet zu 2,163.

Opt. Im Gegensatz zu Sylvin vielfach wasserhell, seltener nur durchscheinend oder weiß. Zuweilen blau, violett, öfter in Streifen || (110) mit farblosem wechselnd. Die Färbung steigert sich zuweilen bis makroskopisch tintenblauschwarz. Meist nicht rot durch Eisenoxydeinschlüsse. Wird durch α -Strahlung in wenigen Tagen gelb bis braun. Mit dieser Färbung in der Natur sehr selten, obwohl es (nächst Sylvin) von allen Mineralien am empfindlichsten gegen die Strahlung radioaktiver Substanzen ist. Indessen erhält derartig bestrahltes Steinsalz durch Erwärmen auf 200° dieselbe blauviolette Färbung wie natürliches Steinsalz (z. B. von Staßfurt u. a. O). Przibram und Marie Bělač (34) haben gezeigt, daß solches blauviolett gemachtes Steinsalz sich auch ultramikroskopisch und hinsichtlich seiner Entfärbungstemperatur ($200\text{--}250^{\circ}$) wie natürliches blauviolettes Steinsalz verhält. Als radioaktive Substanz kommen vielleicht Kalisalze in Frage. — Durch Röntgenstrahlen nach Bayley (36) dunkel bräunlichgelb, im hellen Tageslicht erst nach einigen Tagen wieder farblos werdend.

Brechung nach Nanny Lagerborg (21) für $t = 14,5$:

$B = 1,53958$; $C = 1,54082$; $D = 1,54445$; $F = 1,55356$; $G = 1,56177$.

Im Dünnschliff isotrop, in dickeren Platten zuweilen schwache Doppelbrechung in Lamellen || den Translationsflächen, in gefärbten Streifen dann auch etwas Pleochroismus.

Auffallend guter Wärmeleiter im Vergleich mit den meisten anderen gesteinsbildenden Mineralen, was wohl die mehrfach beobachtete geringe geothermische Tiefenstufe z. T. erklärt.

Phys.-Chem. Schmelzpunkt 801° nach Th. W. Richards (22), $803 \pm 1^{\circ}$ nach J. Br. Ferguson (23). Aus dem Schmelzfluß mit KCl kristallisiert eine ununterbrochene Reihe von Mischkristallen, die sich aber mit sinkender Temperatur unter starker Trübung entmischen. Die Entmischung beginnt nach Nacken (24) bei 65 Mol. % NaCl schon bei etwa 495° und die Entmischungskurve verläuft auf der Seite des NaCl steiler zur Konzentrationsaxe als auf der Seite des KCl. In Übereinstimmung damit konnte Eitel (25) zeigen, daß sich die Entmischung auch ultramikroskopisch auf der Seite des KCl bis zu weit geringeren Beimischungen verfolgen läßt als auf der Seite des NaCl.

Leicht löslich in Wasser (35,68 Teile in 100 Teilen bei 15°) mit nur geringer Zunahme der Löslichkeit beim Erwärmen und bei höherem Druck nach E. Cohen u. Gen. (26). Rein salziger Geschmack. In Alkohol sind nur 0,065 % bei $18,5^{\circ}$ löslich. Verringerung der Löslichkeit in

Wasser durch Zusatz von CaCl_2 oder MgCl_2 oder KCl ; gemischt mit letzterem nimmt die Löslichkeit mit steigender Temperatur ab (für KCl zu).

Einschlüsse von Gasen (zuweilen hochgespannte CO_2) und Mutterlauge in der Form negativer Würfel (Bd. I, 1, Taf. XI, Fig. 5); zuweilen auch von zwei nicht mischbaren Flüssigkeiten, nach M. Naumann (27) vermutlich wässrige Lösung und organische Flüssigkeit. In der Kontaktzone der Ophite und Lherzolithen der Pyrenäen auch Einschlüsse von Kalk, Phlogopit, Rutil, Turmalin und CO_2 nach Lacroix (28).

Vork. Bekannt aus Sedimenten aller Formationen, obgleich wohl nur da erhalten, wo seine Massen durch den umhüllenden Salzton vor den Sickerwassern geschützt waren. Häufig in mächtigen Lagern, die infolge ihrer gegenüber den umgebenden Gesteinen größeren Plastizität und geringeren Dichte nicht selten stockförmig emporgequetscht sind. Die gewöhnlichsten Begleiter sind Anhydrit, Gips und Ton. In wirrem Gemenge mit letzterem bildet St. in Salzburg das sog. Haselgebirge, im Gemenge mit Sylvin den sog. Sylvinit, mit Sylvin und Kieserit das sog. Hartsalz. Vielfach auch gemengt mit Anhydrit, Kieserit, Polyhalit, Carnallit, Kainit u. a. Eine Aufzählung der Paragenesen auch nur der wichtigsten Vorkommen ist an dieser Stelle nicht möglich. Dünne Lagen zuweilen sehr stark gefaltet [(Abbildungen bei Rinne (29) und E. Kaiser (30)].

In den Salzsteppen aller Erdteile als Bodenausblühung.

Als Sublimationsprodukt vielfach an Vulkanen beobachtet; so am Vesuv, besonders reichlich nach der Eruption von 1906; auch hier farblos und vollkommen durchsichtig nach Lacroix (31) im Gegensatz zum begleitenden Sylvin, der (wohl infolge Entmischung) bläulich opalisiert. Am Etna zuweilen wie bestreut mit Eisenglanz-Kriställchen, was für die Entstehung beider charakteristisch erscheint.

Literatur.

- (1) Bertrand, Z. X. 2, 199, 1878.
- (2) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. 31, 40, 1908.
- (3) K. Andréé, Centralbl. 1904, 89.
- (4) Hintze, Handb. I, 2205.
- (5) Johnsen, Wachstum und Auflösung der Krist. Leipzig 1910, S. 15.
- (6) Mohs, Grundriß II, 47, 1824.
- (7) Barker, Trans. Chem. Soc. 89, 1129, 1906.
- (8) St. Kreutz, Z. X. 51, 212, 1913.
- (9) R. Schmidt, „Kali“ 8, Heft. 7—10, 1914.
- (10) O. Mügge, Göttinger Nachr. Geschäftl. Mitt. 1919, S. 78.
- (11) Görgey, T. M. P. M. 31, 12, 1912.
- (12) E. Weiß, Z. D. G. G. 25, 553, 1873.
- (13) E. Reusch, Pogg. Ann. 132, 443, 1867.

- (14) O. Mügge, N. J. 1898 I, 138.
 (15) Milch, N. J. 1909 I, 63.
 (16) Johnsen, Zentralbl. 1918, 233.
 (17) Rinne, N. J. 1904 I, 114 und 1909 I, 165.
 (18) Eck, Z. D. G. G. 1892, 140.
 (19) E. Geinitz nach N. J. 1909 II — 187 —.
 (20) Spangenberg, Z. X. **57**, 501, 1923.
 (21) Nanny Lagerborg nach Hintze, Hdbch. I, 2134.
 (22) Th. W. Richards, Journ. Amer. Chem. Soc. **39**, 1816, 1917.
 (23) J. Br. Ferguson nach Phys. Ber. **4**, 375, 1923.
 (24) Nacken, S. B. A. 1918, S. 192.
 (25) Eitel, Zentralbl. 1919, 173.
 (26) E. Cohen und Gen. Zeitschr. f. phys. Chem. **75**, 257, 1911.
 (27) M. Naumann, N. J. B. B. **32**, 605, 1911.
 (28) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **21**, 29, 1898.
 (29) Rinne, v. Koenen-Festschr. 1907, S. 369.
 (30) E. Kaiser, N. J. 1909 I, 19. Taf. IV, Fig. 2.
 (31) Lacroix, C. R. **142**, 1249, 1906 und **144**, 1397, 1907.
 (32) Görgey, T. M. P. M. **31**, 412, 1912.
 (33) Mügge, N. J. 1913 II, 1.
 (34) Przi Bram und Marie Bělač, Wien. Anz. 1923, Nr. **16**, S. 119.
 (35) Davey nach Phys. Ber. **5**, 230, 1924.
 (36) P. L. Bayley nach Phys. Ber. **5**, 269, 1924.
 (37) Mügge, Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen 1924; Geller, Z. X. **59**, 366, 1924.

Sylvin.

Chem. Zus. KCl; keine Mischbarkeit mit NaCl bei gewöhnlicher Temperatur nach Goßner (1); Mischbarkeit bei höherer Temperatur vgl. Steinsalz S. 29. In Kristallen von Staßfurt wies Strutt (2) 0,55 cem He in 100 g Salz nach.

Morph. Regulär, plagiédrisch-hem., nach den mehrfach untersuchten Ätzfiguren. (001), (111), (110); namentlich das Auftreten von (111) neben (001) (Kuboktaeder) charakteristisch gegenüber Steinsalz, nach Brauns (3) wahrscheinlich bedingt durch die Lösungsgenossen CaCl₂, MgSO₄ und MgCl₂. Von beiden enantiomorphen Modifikationen bisher anscheinend stets nur die eine beobachtet, sowohl an künstlichen wie an natürlichen Kristallen nach Kreuzt (4). — Durchkreuzungszwillinge nach (111), die in der Entwicklung ihrer Vizinalflächen auf (100) die Hemiedrie erkennen lassen nach O. Mügge (5). — Meist körnig, auch parallel-faserige, z. T. mit eben solchem Steinsalz und Anhydrit untermengte Aggregate als Ausfüllung schmaler Klüfte.

Koh. Spaltung sehr vollkommen || (001); auch hinsichtlich Translation und Plastizität wie Steinsalz. Der Fließdruck beträgt nach Geller (unveröff. Beobachtung) 6450 Atm. bei —7°, und erniedrigt sich auf

2450 Atm. bei $+ 257^{\circ}$. — $H = 2,2$. — $d = 1,989$ bei 23° nach Spangenberg (6), 1,9872 bei ca. 20° nach Przibylla (7), bezogen auf Wasser von 4° und korrigiert auf den leeren Raum; von Davey (17) aus der Struktur berechnet zu $1,990 \pm 0,006$.

Opt. Farblos, aber oft rot, nach Boeke (8) seltener durch Einschlüsse von Fe_2O_3 als durch Anhäufung von solchem an seiner Oberfläche; indessen betont M. Naumann (9), daß Fe_2O_3 vielfach vom S. auch umschlossen wird. Er wies nach, daß KCl, nicht aber NaCl, mit $FeCl_3$ ein Doppelsalz bildet und vermutet, daß die Einschlüsse und Anhäufungen von Eisenglanz an der Oberfläche durch spätere Hydrolyse und Oxydation dieses Doppelsalzes entstanden sind. Selten blau. Glasglanz bis Fettglanz. Meist nicht ganz klar, sondern etwas opalisierend, wohl infolge Entmischung des bei etwas höherer Temperatur beigemengten NaCl. $n = 1,49036$ Na bei 18° nach Dufet (10), also erheblich niedriger als bei NaCl. Doppelbrechung (und bei blauen Kristallen auch Pleochroismus) infolge Spannung; gegen solche nach Brauns (11) viel empfindlicher als Steinsalz; beim Erwärmen verschwindet die Doppelbrechung. — Sehr schwach radioaktiv. (K etwa 1% von Ur.). — Färbt sich durch Röntgenstrahlung noch schneller als Steinsalz, indessen vergeht die Färbung nach Ludwig und Reuther (16) schnell am Lichte. Ebenso verschwindet nach Bayley (18) die durch Röntgenstrahlung entstehende Purpurfarbe am Tageslicht schon nach wenigen Minuten wieder. (Unterschied von Steinsalz.)

Phys.-Chem. Schmelzp. 773° nach Th. W. Richards (12). Leicht löslich in Wasser, 33,4 Teile in 100 H_2O bei 15° ; in Alkohol noch weniger löslich als NaCl; in einer an Bischofit gesättigten wässrigen Lösung nur noch sehr wenig löslich. Auf unbedecktem Dünnschliff entstehen mit einem Tropfen $PtCl_4$ alsbald Oktaeder von K_2PtCl_6 , während bei NaCl der Tropfen klar bleibt. Im Knistersalz von Staßfurt wurden von Schimpff (13) Einschlüsse von H_2S beobachtet; auch sonstige Gaseinschlüsse häufig.

Vork. S. kann sich in Meeresablagerungen bei allen in Betracht kommenden Temperaturen $< 4,5^{\circ}$ bis $> 83^{\circ}$ bilden und ist in Begleitung von Steinsalz auf dessen Lagerstätten im Zechstein Nord- und Mitteldeutschlands sehr häufig. Vielfach begleitet von Kieserit, (im sog. Hartsalz) obwohl diese Paragenese nach van't Hoff kein Gleichgewicht vorstellt, sondern erst oberhalb 72° durch Umsetzung von Carnallit und Kainit möglich wird. Es deutet diese Paragenese demnach auf Tiefenmetamorphose hin. — Auch in den tertiären Steinsalzablagerungen' des Ober-Elsaß nach Görgy (14) schichtenweise in weißen bis hellroten grobspätigen und intensiv roten feinkörnigen Massen meist mit Steinsalz-

schichten abwechselnd. Bei Kalusz nur in geringen Mengen. Auch bei Caltanissetta bei Girgenti zusammen mit Steinsalz; in der Salt Range Indiens und in den Salpeterlagern Chiles und Perus.

Unter den Fumarolenprodukten des Vesuv reichlicher als Steinsalz und nach Lacroix (15) mit bis 2,66% NaCl. Auch am Ätna und anderen Vulkanen beobachtet.

Literatur.

- (1) Goßner, Z. X. **38**, 132, 1904.
- (2) Strutt, Proc. Roy. Soc. London **81**, A., 278, 1908.
- (3) R. Brauns, Chem. Mineralogie 1896, S. 139.
- (4) St. Kreutz, Z. X. **51**, 226, 1913.
- (5) O. Mügge, Centralbl. 1906, 259.
- (6) Spangenberg, Z. X. **57**, 503, 1923.
- (7) Przibylla, Zentralbl. 1904, 234.
- (8) Boeke, N. J. 1911 I, 57.
- (9) M. Naumann, N. J. B. B. **32**, 603, 1911.
- (10) Dufet, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 130, 1891.
- (11) R. Brauns, N. J. 1886 I, 232 und 1887 I, 53.
- (12) Th. W. Richards, Journ. Am. Chem. Soc. **39**, 1816, 1917.
- (13) Schimpff, Z. X. **25**, 92, 1896.
- (14) Görgey, „Kali“ **7**, 1913 Heft 13 und T. M. P. M. **31**, 339, 1912.
- (15) Lacroix, C. R. **142**, 1249, 1906 und **144**, 1397, 1907.
- (16) Ludwig und Reuther, Zeitschr. f. Physik **18**, 183, 1923.
- (17) Davey, nach Phys. Ber. **5**, 230, 1924.
- (18) P. C. Bayley, nach Phys. Ber. **5**, 269, 1924.

Fluorit.

Chem. Zus. CaF_2 , selten mit erheblichem Gehalt an YF_3 und CeF_3 , anscheinend in isomorpher Mischung; bei Kristallisation aus Schmelzfluß erstreckt sich diese Mischbarkeit nach Th. Vogt (9) bis zu etwa 50 Gew.-%.

Morph. (001), (111), (hk0), u. a. F., aber im Gestein sehr selten Kristallflächen zeigend. Füllt gewöhnlich die Zwischenräume zwischen anderen Gemengteilen oder ist mit diesen in eckigen und tropfenähnlichen Körnchen verwachsen.

Koh. Spaltung | (111) vollkommen. (Bd. I, **1**, Taf. VI, Fig. 5.) Plastisch nach Auerbach (1); nach den Versuchen von Veit (2), bei denen der Druck bis 12000 Atm. betrug, ist (001) Translationsfläche (nach der auch Absonderung stattfindet), t wahrscheinlich [110]. — $H = 4$. — $d = 3,18-3,20$.

Opt. Glasglanz. Stefan (3) bestimmte die Brechung für die Linien $B = 1,4320$; $D = 1,4339$; $F = 1,4371$; $G = 1,4398$; $H = 1,4420$.

Also niedrige Brechung und geringe Dispersion im Gebiete der sichtbaren Strahlen; die Dispersion im Ultrarot dagegen nach Rubens und Snow (4) sehr groß. Die Veränderungen der Brechung zwischen $t = 20-510^\circ$ wurden von Marbach (5) gemessen.

Fluoreszenz und Phosphoreszenz in dem an Flußspat angereicherten Gesteinspulver meist wahrnehmbar. Durchsichtig, wasserhell, aber auch sehr verschiedenartig gefärbt; oft violett, rötlichviolett oder bläulich, mit bald zonarer bald unregelmäßig flockiger Verteilung des Pigments. Hohe Temperatur zerstört die Färbung. In dem dunkelvioletten Fluorit von Wölsendorf in der Oberpfalz hat Löw (6) freies Fluor nachgewiesen, ebenso Becquerel und Moissan (7) in einem solchen von Quincié (Rhône). Nach F. Henrich (8) scheint es möglich, daß durch radioaktive Substanzen, die den Stinkfluß von Wölsendorf begleiten, freies Fluor entbunden wird, indessen konnte dies durch radioaktive Bestrahlung bisher nicht nachgewiesen werden. Der Gehalt an freiem Fluor wurde auch von Ruff bestätigt. In demselben Vorkommen finden sich nach O. Mügge (10) in den gefärbten Teilen um unbestimmbare, anscheinend kolloide Flöckchen vermutlich einer Uranverbindung, ausgezeichnete gefärbte und entfärbte Höfe, nach ihren Dimensionen zweifellos radioaktiven Ursprungs. (Taf. VII, Fig. 1 und 2.) Sie zeigen, wenn der Kern hinreichend klein ist, meist mehrere konzentrische, den Reichweiten des Urans und seiner Zerfallsprodukte entsprechende dunklere Ringe, daneben erscheinen aber auch, namentlich wenn im Mittelpunkt dickere tiefblaue bis undurchsichtige Ballen liegen, um diese hellere bis farblose Aureolen, z. T. kombiniert mit dunkleren Ringen. Die Höfe verschwinden gleichzeitig mit der Färbung ihres Untergrundes (oder wenig später) nach kurzem Erhitzen auf höchstens 500°. Der Flußspat ist innerhalb der Höfe zuweilen durch eisenschüssige Massen und auch durch körnige Aggregate und radialstrahlige Massen von Uranotil verdrängt, wobei die Ringe sich verschieden verhalten, so daß auch ihre Spuren noch zu erkennen sind. (Taf. VII, Fig. 3.) Weniger häufig sind radioaktive Höfe auch in Flußspat von Joachimsthal und von Castleton (Derbyshire) beobachtet¹⁾. Lacroix (11) hat farbige Aureolen um Pyrochlor in Flußspat des Ägirin-Nephelin-Syenites der Los-Inseln (Guinea) schon 1911 kurz erwähnt, noch früher sind solche von Johnsen und Mügge (10) in Rapakiwi und Quarzporphyr von Elfdalen beobachtet. Vielleicht ist es charakteristisch, daß derartiger (stets violetter) Flußspat fast immer längs (111) eingelagerte Einschlüsse eines doppelbrechenden Minerals (? Uranotil) führt. (Taf. VI, Fig. 5.)

Mit den im gesteinsbildenden Flußspat nur selten erkennbaren, bei den aufgewachsenen Kristallen verbreiteten optischen Anomalien und ihrer Deutung beschäftigten sich besonders Ern. Mallard (25), E. Hussak (24),

¹⁾ Ramdohr (briefl. Mitt.) fand Uran-Höfe im Fluorit auf Gängen des Granits vom Spitzkopf bei Rehoboth in Deutsch-Südwestafrika. — Über die Dimensionen der ringförmigen Höfe vgl. Gudden, Zeitschr. f. Phys. 26, 110, 1924.

R. Brauns (26) und F. Wallerant (27). Nach Hussak werden diese Anomalien durch höhere Temperatur nicht verändert, während Wallerant sie dadurch verschwinden sah.

Phys.-Chem. Schmilzt nach Nacken (12) bei 1392° und erstarrt zu einer, wahrscheinlich infolge teilweiser Zersetzung, trüben kristallinen nach Th. Vogt (9) isotropen Masse. Im Glasrohr mit Phosphorsalz oder Schwefelsäure erhitzt Entwicklung von HF. Andere Säuren greifen den Fl. nur wenig an; die Ätzfiguren mit Säuren und Alkalien studierte Becke (13). Die Löslichkeit in Wasser bestimmte Kohlrausch (14).

Künstlich bisher nur nach Verfahren hergestellt, die ohne petrographisches Interesse sind. Gefälltes, scheinbar typisch kolloides CaF_2 ist nach Böhm und Niclassen (28) kristallin (Struktur wie Flußspat, nach Debye-Röntgenogramm).

Vork. Fl. ist in keinem Gestein wesentlicher Gemengteil. Als Übergengteil findet man ihn oft in Graniten und Syeniten, zumal bei Entwicklung von greisenartiger Fazies und auf Quetschzonen und dann gern begleitet von Eisenglanz, Turmalin und Quarz. In Tiefengesteinen foyaitischer Magmen in Begleitung der für diese Gesteine charakteristischen und vielfach auch F-haltigen Titan- und Zirkonsilikate (Mosandrit, Rinkit, Lâvenit, Rosenbuschit u. a.), sowie mit Ägirin und Alkali-Amphibolen (15). In der gleichen Vergesellschaftung begegnet man ihm gelegentlich in Tinguaiten und Phonolithen, ohne diese auch in den Laven des Vesuv nach Scacchi (16) und in den Tuffen der Campania nach Zambonini (17), hier mit Glimmer in Geoden, die nur da sich finden, wo der Tuff auf Kreidekalk liegt. In Quarzporphyren öfter mit Turmalin. Als Kontaktmineral z. B. längs den Syeniten und Granititen Südnorwegens. Als anscheinend pneumatolytische Bildung auf vielen Erzgängen. Als Neubildung in den Quellen von Plombières (deren Temperatur unter 100° liegt).

In Sedimenten öfter beobachtet, so im Lutétien der Umgebung von Paris, in zentralafrikanischen Kalkoolithen nach K. Andrée (18), im Quadersandstein von Bodenbach a. d. Elbe nach Michel (20), auch als Zement von Sandstein nach O. Mügge (19) und Hartmann (21). (Taf. VI, Fig. 6.) Bemerkenswert scheint, daß die Korallenbänke nach J. D. Dana (22) an Fluor $\frac{1}{4}\%$ enthalten, ebenso die Molluskenschalen nach Carles (23), daher auch als Versteinerungsmittel.

Literatur.

- (1) Auerbach, Ann. Phys. **43**, 61, 1891 und **45**, 262, 1892.
- (2) Veit, N. J. B. B. **45**, 123, 1921.
- (3) Stefan, S. W. A. **63**, 243, 1871.
- (4) Rubens und Snow, Ann. Phys. **46**, 529, 1892.

- (5) Marbach, Dissert. Leipzig. 1913, S. 12.
 (6) Löw, Ber. D. chem. Ges. **14**, 1144, 1881.
 (7) Becquerel und Moissan, C. R. **111**, 669, 1890.
 (8) F. Henrich, Journ. prakt. Chem. N. F. **96**, 73, 1917.
 (9) Th. Vogt, N. J. 1914 II, 9.
 (10) O. Mügge, Gött. Nachr. 1923.
 (11) Lacroix, Nouv. Arch. Mus. (5) **3**, 29—47, 1911.
 (12) Nacken, Centralbl. 1912, 547.
 (13) Becke, T. M. P. M. **11**, 349, 1890.
 (14) Kohlrausch, Zeitschr. phys. Chem. **44**, 210, 1903.
 (15) F. E. Wright, T. M. P. M. **20**, 253, 1901.
 (16) Scacchi, Z. X. **12**, 203, 1887.
 (17) Zambonini nach N. J. 1922 II, — 131 -- und 1923 I, 382.
 (18) K. Andrée, N. J. B. B. **37**, 366, 1914.
 (19) O. Mügge, Centralbl. 1903, 33.
 (20) C. Michel, T. M. P. M. **32**, 334, 1914.
 (21) Hartmann, Centralbl. 1914, 141.
 (22) J. D. Dana, N. J. 1847, 369.
 (23) Carles, C. R. **144**, 437, 1907.
 (24) Hussak, Z. X. **12**, 552, 1886.
 (25) Mallard, Ann. Min. (7) **10**, 60, 1876.
 (26) R. Brauns, Die opt. Anomalien d. Kr. 1891.
 (27) Wallerant, Bull. Soc. Min. Fr. **21**, 44, 1898.
 (28) Böhm und Niclassen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **132**, 8, 1923.

Langbeinit.

Chem. Zus. $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$.

Morph. Regulär, tetartoëdrisch (Luedecke) (1) (100), (111), ($\bar{1}\bar{1}1$), ($\bar{1}\bar{1}2$), (210) u. a. F. Aus der Beschreibung von Kristallen durch A. Sachs (2) ist zu schließen, daß ihm sowohl rechte wie linke Kristalle vorgelegen haben. Kristalle selten, vielfach nur Knollen und Knauern.

Koh. Keine deutliche Spaltbarkeit, Bruch uneben. $H = 4,2$ (ritz nach Görgey (3) noch Flußspat). $d = 2,828$.

Opt. Glas- bis Fettglanz; farblos. $n = 1,5329$ Luedecke (1), $n = 1,5347$ Görgey (3). Keine Zirkularpolarisation.

Phys. Chem. Schmilzt kongruent bei 930° nach Nacken (4). Geschmacklos, in Wasser aber vollständig löslich. Überzieht sich an der Luft mit einer weißen Kruste von Schoenit und Bittersalz. Untere Grenze der Bildungstemperatur in an NaCl gesättigter Lösung bei 37° nach van't Hoff (5). — Entsteht leicht durch Zusammenschmelzen von $1K_2SO_4 + 2MgSO_4$ nach Mallet (10) und wurde von Nacken (4) als einzige Verbindung im schmelzflüssigen System $K_2SO_4 - MgSO_4$ erhalten.

Vork. In den deutschen Meeressalzablagerungen in Knollen und mächtigen Einlagerungen, häufig mit Einschlüssen von rotem Steinsalz.

Er ersetzt im älteren Steinsalz, wie es scheint, Polyhalit dort, wo es an CaSO_4 fehlte; so bei Wilhelmshall bei Anderbeck und bei Thiederhall bei Westeregeh, Neustaßfurt und Solvayhall bei Bernburg. Zum Teil als sekundäre Bildung in breccienartigen Massen zusammen mit Sylvin nach Precht (6). Bei Glückauf-Sondershausen nach M. Naumann (7) ein reichliches Vorkommen zusammen namentlich mit rotem Sylvin und Einschlüssen von Steinsalz. Bei Salzdettfurth nach F. Engel (8) in älterem deszendendem Steinsalz mit Sylvin, Kieserit und gelegentlichem Loewit. Bei Lüthteen in Mecklenburg nach Geinitz (9) lagerartig mit Kieserit, Sylvin, Anhydrit (und Steinsalz). — Auch in Hall in Tirol und in Hallstadt beobachtet nach Görgey (3), hier durchwachsen von Bloedit. Größere Einlagerungen in Stebnik bei Drohobycz. Derbe Massen auch bekannt aus der Salt Range nach Mallet (10).

Literatur.

- (1) Luedecke, Z. X. **29**, 255, 1898.
- (2) A. Sachs, S. B. A. 10. April 1902, S. 376.
- (3) Görgey, T. M. P. M. **28**, 339, 1909.
- (4) Nacken, Gött. Nachr. 1907.
- (5) van't Hoff, S. B. A. 1902, 282.
- (6) H. Precht, nach N. J. 1899 II, — 375 —.
- (7) M. Naumann, N. J. B. B. **32**, 614, 1911.
- (8) F. Engel, Dissert. Leipzig 1913 S. 35.
- (9) Geinitz, Arch. Freunde Naturg. Mecklenburgs **63**, 47, 1909.
- (10) Mallet Min. Mag. **12**, 159, 1899.

Borazit (und Stassfurtit).

Chem. Zus. $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{MgO} \cdot 8\text{B}_2\text{O}_3$ mit bis 7,9% FeO nach Wense (1). H. Boeke (2) bewies die Identität des Staßfurtit mit Borazit auch in physikalischer Hinsicht. [Historisches bei M. Naumann (3)].

Morph. Dimorph; regulär, tetraëdr. hem. und rhombisch, hemimorph. Die regulären Kristalle, die nur Paramorphosen vorstellen, folgen in der Verteilung und Neigung der Flächen mit auffallender Genauigkeit der tetraëdrischen Hemiedrie. Als Träger der Kombination erscheint bald (100), bald (101), bald (111); daneben (112), (531) u. a. F. Zwillinge der regulären Kristalle nicht sicher (durch Winkelmessung) festgestellt: die rhombischen Individuen sind in den Paramorphosen in Zwillingstellung nach (110).

Staßfurtit in knolligen und linsenförmigen Massen, deren Pulver nach dem Auslaugen u. d. M. ein Haufwerk feinsten Nadeln zeigt, die öfter zu Büscheln oder federig verwachsen sind oder auch kleine radialstrahlige Sphärolithe bilden.

Koh. Keine deutliche Spaltbarkeit. Beim Erhitzen finden, wie C. Klein (4) zuerst beobachtete und Mallard (5) zuerst richtig deutete, Verschiebungen in Zwillingsstellung nach (110) statt; nach Baumhauer (6) gehen diese auch schon beim Schleifen vor sich und auch nach Wallerant (7) entstehen Zwillingslamellen schon durch den Druck einer Nadel (wahrscheinlich als einfache Schiebungen mit $K_1 = (110)$ und $K_2 = (\bar{1}\bar{1}0)$, Mügge.). $H = 7$. — $d = 2,9-3$ bei Borazit, $d = 2,89-2,91$ bei Staßfurtit nach Boeke (2).

Opt. Brechungsexponent nach Mallard (14)

$$\alpha = 1,6622, \beta = 1,6670, \gamma = 1,6730 \text{ (für weiß)}$$

Marbach (8) fand bei 290° (für regulären B.) $n = 1,6714$, $\lambda = 587,6 \mu\mu$.

Boeke (2) fand am Staßfurtit $n = 1,661$ bis $1,673$.

Optisch bestehen die scheinbar regulären Kristalle aus 12 rhombischen Pyramiden, von denen je ein Pinakoid (etwa 001) parallel den 12 Flächen des Rhombendodekaeders liegen; $\alpha \perp$ zu den Rhombendodekaederoberflächen, die Ebene der optischen Achsen parallel ihren langen Diagonalen, Axenwinkel annähernd 90° , sodaß annähernd in der Richtung der Würfelnormalen optische Achsen austreten. Beim Staßfurtit liegt $c \parallel$ der Längsrichtung der Fasern.

Die Doppelbrechung verschwindet sowohl im Borazit wie im Staßfurtit oberhalb 265° in den eisenfreien, bei 285° in den eisenreichen; in letzteren bleibt etwas Spannungsdoppelbrechung infolge der isomorphen Beimischung nach Rinne (18) zurück.

Der eisenarme Borazit ist farblos, der eisenhaltige grün bis blaugrün, bei Lampenlicht besonders deutlich, beim Erhitzen sich erheblich vertiefend. Die Aggregate vom Staßfurtit fallen durch ihre schneeweiße Farbe unter den Salzen der Steinsalzlager auf.

Phys.-Chem. Die Umwandlung der rhombischen Paramorphosen in reguläre Kristalle wurde zuerst von Mallard (9) beobachtet; er bestimmte zusammen mit H. Le Chatelier die Umwandlungstemperatur zu $264,8^\circ$, Wilh. Schwarz (10) zu $265,2^\circ$ für die Kristalle von Lüneburg, W. Meyerhoffer (11) mittels Dilatometer zu $266,2^\circ$. Rinne (18) fand an den eisenreichen Kristallen von Bernburg die Umwandlung (wohl infolge der Konzentrationsverschiebung) weniger präzise, vollendet erst bei 285° . Von Meyerhoffer (11) wurde eine Kontraktion bei Übergang in die reguläre Modifikation festgestellt, sodaß eine Erniedrigung der Umwandlungstemperatur durch Druck zu erwarten ist.

Künstl. Darst. A. de Gramont (16) erhielt Borazit in tetraëdrisch-hemiedrischen Gestalten durch mehrtägiges Erhitzen einer Mischung von 2 Magnesiumchlorid + 1 Borax + $0,3-0,6 \text{ H}_2\text{O}$ auf

270—280° (Erhitzung auf 200—240° gab Kristalle von rhombischem Habitus, deren Zusammensetzung aber nicht bestimmt ist). Da G. Bourgeois und H. Allaire (17) Fe^{II}- (und auch Zn-, Cd- u. a.) Borazite erhielten als sie auf Calciumborat Dämpfe von Eisenchlorür (im CO₂-Strom) einwirken ließen, scheint das Vorkommen von Borazit auch als Produkt pneumatolytischer Prozesse nicht ausgeschlossen.

Vork. Der B. ist in den deutschen Meeressalzablagerungen nicht selten. Zuerst beobachtet im Anhydrit und Gips von Lüneburg und Segeberg in Holstein, dann vielfach auch in den eigentlichen Kalisalzen aufgefunden; bei Staßfurt im Carnallit und Kainit, in Jessenitz bei Lübbtheen in Mecklenburg in körnigen Massen nach Nettekoven (12), in Douglashall bei Westeregeln besonders eisenreich (7—9% FeO) im Carnallit, auf der Hildesia bei Diekholzen im Hartsalz, ferner bei Sehnde unweit Hannover u. a. O.

Der Staßfurtit ist namentlich auf den Lagerstätten des Magdeburger und Halberstädter Bezirkes auch in ihren Hutsalzen häufig. Ferner ist er bekannt in Gebieten an der oberen Aller nach Kurt Beck (13); auch gefunden auf Glückauf-Sondershausen, in Vogelbeck bei Salzderhelden und auf der Hercynia bei Vienenburg. Er tritt oft in größeren Mengen als der Borazit auf und zwar meist zusammen mit Carnallit und Kainit, seltener im Hartsalz. Nach M. Naumann (3) ist er nicht in der Mutterlauge sondern erst später entstanden, wahrscheinlich oft unter Umbildung aus Kieserit, daher er vielfach im Zusammenhang mit stark gefalteten Kieserit-Schnüren auftritt und zwar in Knollen, deren streifiger Bau vielleicht auf rhythmische Füllung wie bei Liesegang's Diffusionsringen hinweist. Nach B. Schultze (15) bei Staßfurt zuweilen als Kern von konkretionsartigen Massen, die außen aus Borazitkristallen bestehen. — Umwandlung in Kaliborit, Pinnoit u. a. — Nach Millosevich (19) finden sich Knollen von St. auch in der Salzlagerstätte des Monte Sambuco bei Calascibetta, Sicilien.

Literatur.

- (1) Wense bei Bücking Z. X. **15**, 574, 1889.
- (2) Boeke, Centralbl. 1910, 535.
- (3) M. Naumann, „Kali“ 1913, 442.
- (4) C. Klein, N. J. 1881 I, 239.
- (5) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **5**, 144, 1882.
- (6) Baumhauer, Result. d. Aetzmethode nach Z. X. **27**, 524, 1898.
- (7) Wallerant, C. R. **128**, 448, 1899.
- (8) Marbach, Dissert. Leipzig, 1913, 45.
- (9) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **5**, 216, 1882.
- (10) Wilh. Schwarz, Preisschr. Phil. Fak. Göttingen 1882.
- (11) Meyerhoffer, Zeitschr. phys. Chemie, **29**, 661, 1899.
- (12) Nettekoven, nach N. J. 1887 I, — 263 —.

- (13) K. Beck, Zeitschr. prakt. Geol. 1911, Dissert. Leipzig 1911, S. 9.
 (14) Mallard, Bull. Soc. Fr. Min. **6**, 134, 1883.
 (15) B. Schultze, N. J. 1871, 844.
 (16) de Gramont, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 252, 1890.
 (17) Bourgeois und H. Allaire, C. R. **116**, 1195, 1893 und **118**, 1255, 1894.
 (18) Rinne, N. J. 1900 II, 108.
 (19) Millosevich, nach Z. X **59**, 106, 1923.

Granatgruppe.

Chem. Zus. $R_3^{II}R_2^{III}Si_3O_{12}$; $R^{II} = Ca, Mg, Fe, Mn$; $R^{III} = Al, Fe, Cr, Mn$; manche Granaten enthalten Ti in beträchtlicher Menge, seltener ist ein Gehalt an Y und Zr. Die Hauptarten sind danach

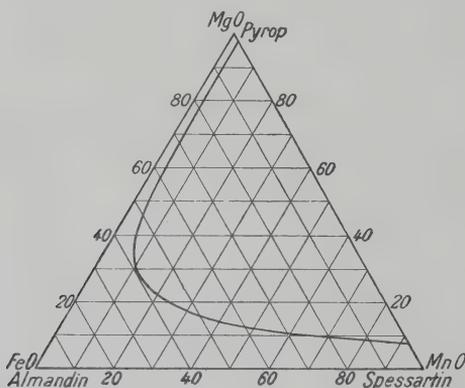


Fig. 1 a.

Granat. Mischungen nur bekannt in dem von den drei Eckpunkten und der Kurve begrenzten Gebiete (n. Boeke).

Grossular	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
Pyrop	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Almandin	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
Spessartin	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
Andradit	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
Melanit	$Ca_3Fe_2(Si, Ti)_3O_{12}$.

Nach der von Boeke (1) (ohne Rücksicht auf die Gleichartigkeit der Bildungsweise) gemachten Statistik ¹⁾ kommen bei den kalkarmen

¹⁾ Man kann keineswegs wie Boeke (1, S. 149) meinte, durch eine solche Statistik feststellen, „innerhalb welcher Grenzen eine isomorphe Vertretung der Elemente im Granat möglich ist“, denn es ist durchaus nicht anzunehmen, daß der Einfluß von Temperatur (und Druck) auf die Mischkristallbildung außer Betracht bleiben kann. Aufschluß über die Grenzen der Mischbarkeit wird man aus der Statistik nur da entnehmen können, wo die äußeren Bedingungen der Kristallisation für alle betrachteten (genügend zahlreichen) Fälle nahezu gleich sind. — Es gilt das auch für andere derartige Statistiken.

Granaten alle Mischungsverhältnisse zwischen Pyrop und Almandin, ebenso zwischen Almandin und Spessartin vor, während zwischen Pyrop und Spessartin eine große Mischungslücke besteht. Bei den kalkreichen Granaten kommen alle Mischungsverhältnisse zwischen Tonerde- und Eisengranat vor, zwischen diesen beiden einerseits und den vorher genannten andererseits besteht wieder eine große Lücke. Fig. 1a und 1b zeigen die Grenzen der Mischungsfelder. W. E. Ford (2) erweiterte die statistische Untersuchung auf andere Mischungen und Eitel (3) gab übersichtliche graphische Darstellungen derselben.

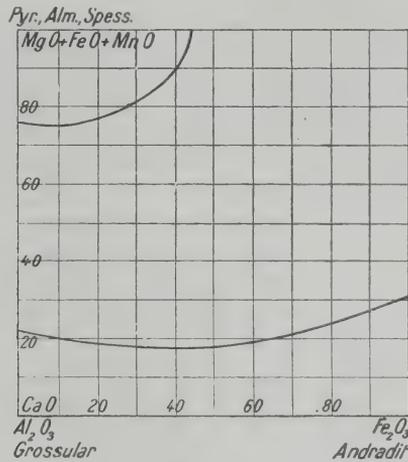


Fig. 1b.

Granat. Die Mischbarkeit beschränkt sich auf die Gebiete unterhalb der unteren und oberhalb der oberen Kurve (n. Boeke).

Morph. (110) und (211), allein oder in Kombination, dann oft unter Hinzutritt von (321). Sehr selten ist (111); hier und da vereinzelte Flächen anderer Gestalten. Die Flächen von (110) gern gestreift nach der langen, selten nach der kurzen Diagonale. — Zwillinge kaum sicher bekannt. — Rundliche und eckige Körner und Körneraggregate; bisweilen sehr unregelmäßig gestaltet, zackig, mit schlauch- und zapfenförmigen Fortsätzen und Anhängen, zumal in den kristallinen Schiefen.

Zonarer Bau oder isomorphe Schichtung aus chemisch verschiedenen Schalen mit verschiedener Farbe ist verbreitet (Bd. I, 1, Taf. X, Fig. 6), seltener ein Aufbau aus Anwachsipyramiden, deren Basis eine Fläche von (110), deren Spitze das Kristallzentrum ist und an deren Grenzen sich die Einschlüsse häufen. (Taf. III, Fig. 2.) Die letzte Erscheinung ist wesentlich an Kontaktgesteine und kristalline Schiefer gebunden.

Koh. Spaltb. unvollkommen nach (110), im Schliff selten wahrnehmbar, nach O. Mügge (4) zum Teil wohl durch schaligen Bau bedingt. Im Schiefergebirge und sonst in gepreßten Gesteinen oft zerdrückt und von zahlreichen Sprüngen durchzogen, die in allen Kristallen eines Handstückes dieselbe Richtung innehalten und an denen Verschiebungen der Kristallteile stattfanden. Keine Zeichen plastischer Umformbarkeit. — $H = 7-7,5$. — $d = 3,4-4,3$.

Opt. Hoher Glasglanz. Farblos, rot, braun, gelb, grün, schwarz. Im durchfallenden Lichte bei hinreichender Dünne farblos, rot, gelb, braungelb, grün mit verschiedener Intensität der Farben. Die Farben sind idiochromatisch und hängen ab von der chemischen Konstitution. — Brechungsindizes in allen Arten hoch. Den Zusammenhang der Brechungsindizes und der Dispersion mit der chemischen Zusammensetzung ergeben die folgenden Bestimmungen namentlich von E. A. Wülfing an Material der Heidelberger Sammlung und solchem, welches für die Analysen in N. J. 1883. I. 87—164 den Herren Jannasch und Cohen (70) gedient hatte.

Tabelle I.

Fundort	Farbe	Dichte	n_{Li}	n_{Na}	n_{Ti}	$n_{Ti} - n_{Li}$	
Wakefield	farblos	—	1,7394	1,7438	1,7480	0,0086	} Grossulare
Auerbach	Stich ins Rötl.	3,47	1,7399	1,7441	1,7482	0,0083	
Cziklowa	schw. gelbl.	3,57	1,7520	1,7569	1,7617	0,0097	
Ala	braun	—	1,7575	1,7626	1,7676	0,0101	} Hessonit
Kimberley	weinrot	—	1,7369	1,7412	1,7451	0,0082	} Pyrope
Kimberley	hyazinthrot	—	1,7459	1,7504	1,7545	0,0086	
Meronitz	weinrot	3,70	1,7420	1,7464	1,7505	0,0083	
Wittichen	dunkelrot	3,96	1,8022	1,8078	1,8125	0,0103	} Almandine
Orient	dunkelrot	—	1,8052	1,8109	1,8159	0,0107	
Haddam	rötlichbraun	4,27	1,8050	1,8105	1,8158	0,0108	} Spessartine
Ambatofotsikely . .	—	—	1,8028	1,8142	1,8172	0,0144	
Tokowaja, Ural . .	—	—	1,7981	1,8038	1,8078	0,0097	
Bissersk	smaragdgrün	3,42	1,8318 ¹⁾	1,8384	1,8449	0,0132	} Uwarowit
Syssersk	grün	3,828	1,8780	1,8893	1,9005	0,0225	} Demantoid
Frascati	schwarz	3,77	1,8467	1,8566	1,8659	0,0183	} Melanite
Blaue Kuppe bei Eschwege	tiefbraun	—	—	1,9114	—	—	

¹⁾ Bei Anwendung von Eosinlösung, nahe der Linie C entsprechend.

W. E. Ford (2) hat unter Benutzung des Ergebnisses der Boekeschen Statistik, wonach gewisse Mischungen nicht vorkommen, aus der

Brechung und Dichte einiger Mischungen die ihrer Komponenten und anderer beobachteter Mischungen berechnet und diese für acht ternäre Mischungen auch in Dreiecksprojektion dargestellt. Die Tabelle II gibt den Gehalt an verschiedenen Komponenten in Mol.-%, die für Na berechnete Brechung n und die Dichte d , geordnet nach steigendem n . (Die Nummern der ersten Spalte beziehen sich auf die von Ford benutzte Analyse). Es ist ersichtlich, daß eine einfache Beziehung zwischen n und d nicht besteht, Ford ist aber der Ansicht, daß, wenn beide gemessen und die Art der vorherrschenden Komponente aus

Tabelle II.

	n	d	Pyrop	Grossul.	Spessar.	Almand.	Uwar.	Andrad.
Pyrop	1,705	3,510	100,00	—	—	—	—	—
Grossular . .	1,735	3,530	—	100,00	—	—	—	—
1	1,736	3,506	1,29	94,66	2,49	0,99	—	0,57
3	1,742	3,715	61,66	5,31	1,15	24,04	7,48	—
4	1,742	3,525	2,12	91,93	0,69	—	—	5,26
6	1,760	3,837	57,53	—	—	36,77	—	5,70
7	1,763	3,633	—	79,19	0,30	—	—	20,51
8	1,778	4,040	2,12	—	3,01	85,09	—	9,78
9	1,781	4,025	9,33	7,68	3,16	72,96	—	6,87
10	1,792	4,230	—	1,93	65,42	31,37	—	1,11
11	1,800	4,058	3,57	—	91,29	—	—	5,14
Spessartin . .	1,800	4,180	—	—	100,00	—	—	—
12	1,801	4,255	—	—	93,66	3,63	—	2,71
13	1,801	4,093	17,97	5,39	3,61	73,03	—	—
14	1,806	4,169	—	1,25	85,77	12,98	—	—
15	1,807	4,163	12,40	4,03	2,71	80,76	—	—
16	1,808	3,960	26,90	2,47	—	64,39	—	6,42
17	1,810	4,273	0,67	1,48	72,59	25,26	—	—
18	1,813	4,135	7,88	5,21	—	86,91	—	—
Almandin . .	1,830	4,250	—	—	—	100,00	—	—
21	1,864	3,803	—	23,11	—	1,78	—	75,11
22	1,888	3,660	2,57	1,15	0,65	1,59	—	94,04
23	1,888	3,801	0,69	4,06	0,79	1,19	4,18	89,09
24	1,80	4,109	3,2	3,6	23,2	61,8	—	8,2
25	bis 1,81	4,094	4,0	12,8	18,6	64,6	—	—
Andradit . .	1,895	3,750	—	—	—	—	—	100,00
Schorlomit . .	1,98 ¹⁾	—	—	—	—	—	—	—

¹⁾ Nach Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 130, 1920. Vorkommen von Magnet-cove, Ark. Die Werte schwanken etwas und sind um 0,02 unsicher.

qualitativen Versuchen bekannt ist, daraus die Zusammensetzung ermittelt werden kann ¹⁾.

Die Brechungsexponenten schwanken übrigens oft merklich an Kristallen desselben Vorkommens, auch derselben Stufe und im selben Kristall, wohl infolge wechselnder chemischer Zusammensetzung (auch Schichtenbau), zum Teil auch infolge Spannungsdoppelbrechung.

Um Zirkon in Granat finnischer kristalliner Schiefer und nordischer Geschiebe beobachtete O. Mügge (5) lichtrötlichbraune Aureolen, anscheinend radioaktiven Ursprungs; noch etwas schwächere in einem Gestein von Wolfshau im Riesengebirge.

Die gesteinsbildenden Granate sind im allgemeinen isotrop oder haben doch nur schwache Doppelbrechung. Immerhin gibt es gewisse Vorkommnisse, zumal in den Kalksilicathornfelsen und Granatfelsen, die sehr lebhaft Doppelbrechung zeigen, die dann gern, aber durchaus nicht immer, mit isomorpher Schichtung in Beziehung steht. (Taf. III, Fig. 1.)

Die Beobachtung solcher optischen Anomalien geht bis auf Brewster zurück, doch ist es Mallard's (6) Verdienst, zuerst den Zusammenhang der optischen Anomalien der Kristalle mit ihrer Gestalt und deren Verzerrung richtig erkannt und die zu dieser Erkenntnis hinleitende Methode der orientierten Dünnschliffe eingeführt zu haben. Mallard fand, daß die optischen Anomalien nicht allen, sondern nur gewissen Granaten zukommen und daß diese im polarisierten Licht einen Zerfall in optisch verschiedene Felder wahrnehmen lassen, deren Zahl, Form und optisches Verhalten von der Lage des Schnittes und der geometrischen Ausbildung des Kristalls abhängen. Das optische Verhalten dieser Felder war das von in Zwillingstellung befindlichen Individuen und Mallard schloß daraus, daß alle Granate triklin mit großer Annäherung an reguläre Symmetrie seien und daß das rhombische Verhalten einiger, das reguläre anderer nur die Folge einer stets inniger werdenden Zwillingbildung sei.

Die von Mallard und nach ihm von E. Bertrand (7) gemachten Wahrnehmungen über die optischen Anomalien bestätigte und ergänzte C. Klein (8). Er sieht die Form als das Bedingende an und erklärt den Wechsel im optischen Verhalten aus dem Wechsel der Gestalt. Er weist nach, daß das Auftreten wie das Fehlen anomaler Doppelbrechung nicht von der chemischen Zusammensetzung abhängt, daß vielmehr bei

¹⁾ Auch unter Benutzung von acht weiteren von P. Eskola (Videnskabselsk. Skrift. 1921, 8, 10) mit den Fordschen vereinigten Analysen und Brechungsexponenten von Tonerde-Granaten reichen die Daten nicht aus, um in eine Dreieckprojektion (deren Ecken Almandin, Pyrop und Grossular entsprechen und wobei Mn = Fe gesetzt ist), die Linien gleicher Brechung einzuzeichnen.

allen Arten von Granat, ja bei Kristallen desselben Fundortes, optisch normale und abnorme auftreten, daß dagegen die Art der optischen Orientierung doppelbrechender Teile stets strenge an die kristallographische Ausbildung und den Bau des Kristalls gebunden sei, derart, daß jede Verzerrung der Kristallform eine Verschiebung der Grenzen der optischen Felder, jeder Eintritt eines neuen Begrenzungselementes in den Durchschnitt das Auftreten neuer Felder oder Streifen bedingt.

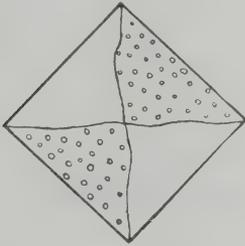


Fig. 2 a.

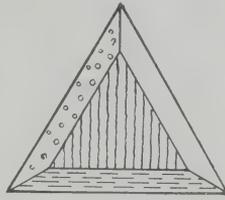
Granat \parallel (001) Oktaedertypus.

Fig. 2 b.

Granat \parallel (111) Oktaedertypus.

Klein unterscheidet bei den doppelbrechenden Granaten vier Typen: Oktaedertypus (Oktaeder von Elba); sie verhalten sich optisch, als wären sie aus acht optisch einachsigen negativen trigonalen Kristallen aufgebaut, deren Flächen (0001) parallel den Oktaederflächen liegen. Durch sekundäre Umstände kann Zweiachsigkeit der Einzelkristalle bedingt werden. Ein nicht zu weit von der Spitze des Kristalls genommener Schnitt \parallel (001) zeigt Vierteilung wie Fig. 2 a; die Auslöschungen liegen parallel den Kanten. Ein Schliff \parallel (111) erscheint wie Fig. 2 b; der zentrale Teil ist isotrop, senkrecht zur optischen Achse, die randlichen löschen nach den parallelen Seiten der Trapeze aus. Ein Schnitt \parallel (110) durch die Mitte des Kristalls zeigt Sechstheilung bei optisch gleichem Verhalten der gegenüberliegenden Seite.

Der 2. Rhombendodekaedertypus findet sich rein an den glatten Rhombendodekaedern der meisten Granate von Auerbach und Jordansmühl. Die Kristalle sind scheinbar aus zwölf hemimorphen rhombischen Pyramiden aufgebaut, deren Basis den Flächen des Rhombendodekaeders entsprechen, während ihre Spitzen im Zentrum des Kristalls liegen. In jedem scheinbaren Einzelkristall liegt die Achsenebene parallel der langen Diagonale der Basisfläche, auf welcher die meist negative Bisektrix senkrecht steht; sie wird positiv, wenn (110) zusammen mit (211) ausgebildet ist, gewissermaßen durch Beeinflussung des Ikositetraedertypus. Danach zeigt ein Schliff parallel (100) eine Vierteilung (Fig. 3a)

mit Achsenaustritt auf jedem Felde im konvergenten Licht, Auslöschung parallel und senkrecht zu den Schliiffrändern; Schnitte nach (111) sind dreigeteilt nahe der Oberfläche (Fig. 3b), sechsfelderig bei zentralem Schnitt (Fig. 3c), und die Auslöschungen der Felder liegen parallel und senkrecht zu der Basis der gleichschenkligen Dreiecke; Schnitte nach (110) nahe der Oberfläche zeigen einen zentralen Rhombus mit normalem Austritt der Bisektrix und vier schmale randliche Felder (Fig. 3d).

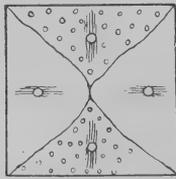


Fig. 3 a.

Granat || (100) Rhombendodekaedertypus.

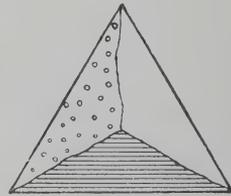


Fig. 3 b.

Granat || (111) Rhombendodekaedertypus.

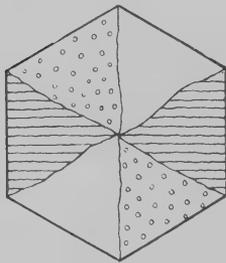


Fig. 3 c.

Granat || (111) Rhombendodekaedertypus.

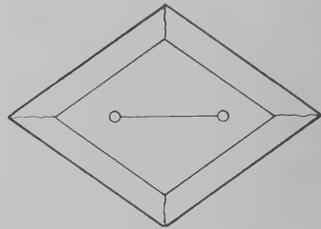


Fig. 3 d.

Granat || (110) Rhombendodekaedertypus.

Bei dem 3. Ikositetraedertypus besteht der Kristall (Wilui) optisch aus 24 Pyramiden von monoklin-hemiedrischem Charakter, deren jede als Basis eine Fläche des Ikositetraeders (211) hat und deren Spitzen sämtlich im Zentrum des Kristalls liegen.

4. Topazolithstruktur (Mussa-Alp) nennt Klein diejenige Ausbildungsform, bei welcher der Kristall optisch aus 48 triklin-hemiedrischen Pyramiden besteht, welche je eine Fläche von (hkl) zur Basis und sämtlich ihre Spitzen im Zentrum des Kristalls haben würden. In jeder Pyramide tritt eine negative Bisektrix schief zur Fläche des Hexakisoktaeders aus und die Lage der optischen Achsen ist veränderlich. Daraus ergibt sich für die Schnitte nach (100), (111) und (110) die Felderteilung, wie sie die Fig. 4 a, 4 b, 4 c schematisch darstellen; die Auslöschungen liegen allenthalben schief gegen die Begrenzungselemente.

Es können mehrere Typen an ein und demselben Kristall zusammenwirken zur Herstellung der optischen Anomalien und durch Kompensationen kann dadurch in optisch anomalen Granaten örtlich Isotropie entstehen.

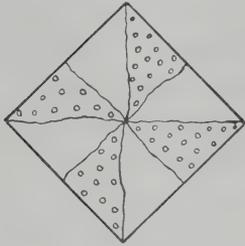


Fig. 4 a.

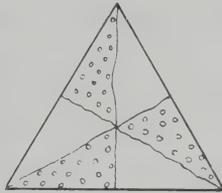


Fig. 4 b.

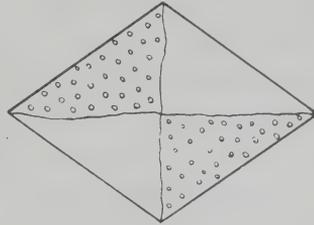


Fig. 4 c.

Granat \parallel (100) Topazolithstruktur. Granat \parallel (111) Topazolithstruktur. Granat \parallel (110) Topazolithstruktur.

Weitere Beobachtungen über die optischen Anomalien der Granate, und deren Deutung und Erklärung lieferten W. C. Brögger (9), R. Brauns (10) u. a. Brögger fand bei seiner Untersuchung der Langesundgesteine, daß nur die auf Klüften und Gängen oder in Kontaktgesteinen gebildeten Granate anomal, die aus Gesteinsmagmen ausgeschiedenen normal waren. Brauns stellte bei dem Studium der optischen Anomalien der Alaune fest, daß diese sich bei isomorph gemischten Alaunen, dagegen nicht bei chemisch einfachen Alaunen einstellen und erklärt die optische Anomalie aus der isomorphen Mischung, derzufolge das Kristallgebäude aus unter sich verschiedenen Bausteinen aufgeführt ist. Die Tatsache war schon von Biot und Dufrénoy am Kalialaun und seinen Mischungen mit Ammoniakalaun beobachtet und aus ihr der gleiche Schluß gezogen.

Daß die optischen Anomalien bei den Granaten wesentlich auf die Ca-reicheren Glieder der Reihe beschränkt seien, hob A. Lacroix hervor. Die Unzerstörbarkeit derselben durch Erwärmung der Präparate wurde von mehreren Beobachtern erkannt.

An den in den Gesteinen auftretenden Granaten scheinen nach den bisher gesammelten Erfahrungen ganz vorwiegend die Erscheinungen der Doppelbrechung dem rhombendodekaedrischen Typus zu entsprechen, doch dürften hier und da Elemente der Ikositetraeder- und Topazolithstruktur hineinspielen. Sehr häufig kombiniert sich die Erscheinung mit ausgesprochener Zonarstruktur, indem oft in zahlreicher Wiederholung isotrope und doppelbrechende Lagen abwechseln. Taf. III, Fig. 1 gibt ein Bild eines parallel (110) zentrisch geschnittenen Rhombendodekaeders

mit der dieser Form angehörenden Struktur. — Merwin (81) fand, daß doppelbrechender Granat durch längeres Erhitzen auf 800° isotrop wurde.

Den Asterismus der eine Flächenstreifung besitzenden Granate im auffallenden Lichte beschrieb Des Cloizeaux. Im durchfallenden Lichte kann man ihn öfters bei zonargebauten Kristallen mikroskopisch beobachten, wenn man bei Benutzung eines sehr kleinen Diaphragma und intensiver Beleuchtung das Okular aus dem Tubus entfernt, die Platte dicht über den Tubus hält und ihr das Auge möglichst nähert. Der Asterismus ist vierstrahlig bei Platten senkrecht zu einer Hauptachse, sechsstrahlig bei solchen senkrecht zu einer trigonalen Achse.

Phys. Chem. Gewisse Melanite werden nach Weinschenk (11) durch Glühen entfärbt, andere kolophoniumgelb; gewisse eisenhaltige nach Salomon (12) lebhaft gelb. An einem Uwarowit mit 90% Kalkchromgranat von Kuusjärvi (Finnland) mit $n_{gr} = 1,8554$, $d = 3,772$ fand Borgström (71), daß er beim Erhitzen undurchsichtig, beim Abkühlen wieder smaragdgrün wird.

V. d. L. leicht zu farblosem bis grünlichem Glase schmelzbar ist Grossular, zu dunklem, meist deutlich magnetischem Glase schmilzt Almandin, zu schwarzem, stark magnetischem Glase schmilzt Melanit, zu grünem bis schwärzlichem, wenig magnetischem Glase schmilzt gemeiner Granat und Spessartin, schwierig zu schwarzem nicht magnetischem Glase schmilzt Pyrop, nicht v. d. L. schmelzbar ist Uwarowit. Die Granaten zersetzen sich aber vor dem Schmelzen (unter starker Ausdehnung), haben also bei gewöhnlichem Druck keinen kongruenten Schmelzpunkt. Seebach (13) bestimmte auch die Dichte und Brechung der beim Schmelzen entstehenden Gläser (die zum Teil kristalline Ausscheidungen enthalten).— Von Säuren, selbst Flußsäure, werden sie kaum angegriffen, nur die titanreichen werden schon von Salzsäure unter Gelatinieren zersetzt. Nach dem Schmelzen gelatinieren auch die meisten andern mit Säuren und zwar sind nach M. Seebach (13) Ca-Fe-Granate dann mehr oder weniger vollkommen durch HCl zersetzbar, Fe-Al-Gr. und Mg-Al-Gr. nur in geringem Maße, Ca-Al-Gr. gut. Einen auffallend leicht durch HCl zersetzbaren Ca-Fe-Gr. fand Osann (15) in Nephelingneiß von Cevadaes, er war vielleicht geschmolzen (unter Druck?), wie der von O. Mügge (14) beobachtete Melanit (mit feinen Erzausscheidungen) in Nephelinit des Massai-Landes. — Ätzfiguren sind untersucht von Brögger und Bäckström (17), H. Baumhauer (16) und O. Mügge (4).

Die künstliche Darstellung der so allgemein verbreiteten Granaten scheint nur selten gelungen. Des Cloizeaux, Bourgeois (62), Doelter und Hussák (63) beobachteten bei der Kristallisation von ge-

schmolzenem Granat oder einer entsprechend zusammengesetzten Schmelze immer den Zerfall in andere Verbindungen, unter denen sie Anorthit, Skapolith, Monticellit, Pyroxen, Melilith, Kalknephelin, Pleonast und Eisenglanz erkannt zu haben glauben. F. Fouqué und A. Michel-Lévy (64) erhielten den Melanit als kristalline Ausscheidung (110) bei der künstlichen Darstellung eines Nephelinit durch Zusammenschmelzen der Bestandteile eines solchen im Platintiegel und langsame Abkühlung. L. Michel (65) fand Melanitikrällchen in den Blasenräumen einer künstlichen Schmelze von 10 Teilen Titaneisen, 10 Teilen Schwefelcalcium, 8 Teilen SiO_2 und 2 Teilen Kohle, die in einem Graphittiegel bei etwa 1200° fünf Stunden geschmolzen und dann langsam abgekühlt war. Daneben fand sich Sphen in kleinen Kristallen aufgewachsen. — L. Bourgeois (66) konstatierte die Anwesenheit von Spessartin in tiefgelben Kriställchen von rundlichen Umrissen in einer Schmelze der Bestandteile dieses Minerals; die Kriställchen enthielten Einschlüsse von Hausmannit-mikrolithen. — Al. Gorgeu (67) erhielt Spessartin in scharfen Ikositeträedern, als er die Bestandteile desselben in Chlormagnesium als Lösungsmittel schmolz. — Shepherd, Rankin und Wright (68) beobachteten die zufällige Bildung von Grossular bei der Einwirkung von AlCl_3 auf Ca_2SiO_4 . Im schmelzflüssigen System $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ tritt nach Rankin (69) Grossular nicht auf. — Es ist gewiß nicht ohne Bedeutung, daß dieses für Regional- und Kontakt-Metamorphose so bezeichnende Mineral sich aus Schmelzfluß so schwer darstellen läßt, wenn man von Melanit und Spessartin absieht. Um so interessanter sind die Beobachtungen von Sauer und von Kalkowsky über die Neubildung von Granat in gewöhnlichen Sedimenten (vgl. unten).

Vork. Grossular, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ und nahestehende Mischungen, $d = 3,4-3,6$, oft idiomorph in Rhombendodekaedern allein oder mit (211) und (321), sonst in Körnern und derben Massen, haben ihre Heimat im körnigen Kalk der kristallinen Schiefer, im Granatfels neben gemeinem Granat und Allochroit, in den Paraugit- und Paraamphibolgneißen und in den Kalksilikathornfelsen der Tiefengesteinkontaktzonen. Einschlüsse von Flüssigkeiten, von Calcit, Wollastonit, Epidot, Zoisit, Vesuvian, Pyroxen, Tremolit, Feldspat, Graphit und Quarz sind häufig und steigern sich zu den sog. Perimorphosen.

Grossular aus Schmelzfluß ausgeschieden, nachdem das Eruptionsgestein Kalke resorbiert hatte, beschreibt Bergeat (18). In vulkanischen Auswürflingen des Vesuv aufgewachsen auf Sanidin und Mikrosomit ist er nach Zambonini (19) pneumatolytische Bildung. Sauer (20) beobachtete Neubildungen von Gr. im bunten Keuper, Kalkowsky (21)

im Röt von Jena. Umbildungsvorgänge sind nicht bekannt, obwohl er nach Bergeat (22) von Schwefelsäure und also auch wohl von Lösungen, die zersetzten Kiesen entstammen, merklich zersetzt wird.

Almandin, $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ und nahestehende Mischungen; $d = 4,1$ bis $4,3$, rot in verschiedenen Tönen, bis braunrot, zuweilen im sog. orientalischen Vorkommen, mit ausgezeichneten Absorptionsstreifen (Vogel 23), Brun (24). Genaue Messung der Absorption bei Ites (77). Er ist bekannt als Übergemengteil in Graniten vieler Fundorte, auch in Pyroxengranodiorit und in gewissen Andesiten (25, 26), gern in Begleitung von Cordierit. Entweder in Körnern oder seltener idiomorph mit (211) allein oder kombiniert mit (110). — Sehr verbreitet ist der Almandin in den Gneißern, zumal Kinzigiten, Granuliten und in den feldspatfreien kristallinen Schieferen, meistens in Körnerform, seltener in Kristallen, dann mit herrschendem (211) in den feldspatreichen, mit herrschendem (110) in den feldspatarmen Gesteinen. Er umschließt gern die mit ihm vergesellschafteten Mineralien, zumal Eisenerze, Rutil, Turmalin, Spinell, Glimmer, Pyroxen, Hornblende, Quarz, oder ist mit den drei letzten mikropoikilitisch verwachsen. Auch dient er oft als eine Art Strukturzentrum (27, 28), um welches herum sich die anderen Mineralien und ihre Umwandlungsprodukte radial ordnen. Die mechanischen Vorgänge, welchen die Granatführenden Schiefer ihre Struktur verdanken, haben in den Granaten bisweilen überaus deutliche Spuren hinterlassen (Bd. I, 1, Taf. XV, Fig. 2)¹⁾. Auf solche Verhältnisse beziehen sich anscheinend auch die Beschreibungen von H. O. Lang (29). — Auch die Almandine zeigen gewöhnlich überaus frische Substanz, doch kennt man die Umwandlung in Chlorit. Optische Anomalien scheinen nicht vorzukommen. In Eulysit vom Mansjö-Berge im nördlichen Schweden fand v. Eckermann (80) manganreichen Almandin an seinem Kontakt mit Granitpegmatit und in letzterem selbst. Er hat die S. 43 (Tabelle) unter 24 bzw. 25 angegebene Zusammensetzung und ist nach v. Eckermann zusammen mit Anthophyllit durch Aufnahme von SiO_2 und Al_2O_3 hervorgegangen aus Mangan-haltigem Fayalit, und zwar unter Anreicherung an Mangan (auf Kosten des Anthophyllit). — Strichförmige Einschlüsse beschrieben R. Brauns (30) und V. Goldschmidt (31).

Der Kalkeisengranat, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ und nahestehende Mischungen, wohl immer Ti-haltig, $d = 3,8$ — $4,1$ ist in den sammetschwarzen Kristallen, welche Melanit genannt werden und durchweg die Form (110). (211) zeigen, in den alkalireichen basischeren Eruptivgesteinen

¹⁾ Anscheinend mit Anfang der Bildung eines Einschlußwirbels, vgl. Becke, Fortschr. d. Min. 9, 196, 1924.

(Eläolithsyeniten, Eläolithporphyren, Tinguaiten, Borolaniten, Phonolithen, Leucitophyren, Nepheliniten, Tephriten) als akzessorischer Gemengteil ein häufiges Mineral. Er ist stets braun durchsichtig mit verschiedener Tiefe der Färbung und bildet eine der ältesten Ausscheidungen. Einschlüsse sind recht selten und in keiner Weise charakteristisch. Die Melanite aus dem Peperin von Frascati führen oft einen vollständig farblosen, scharf kristallographisch begrenzten Kern. Optische Anomalien sind wegen der tiefen Färbung des Minerals schlecht wahrnehmbar. — Umwandlungserscheinungen fehlen.

Dem Ti-reichen Melanit gehört nach einer Analyse von A. Knop (72) auch jenes braunschwarze, pechglänzende, muschlig brechende Mineral an, welches in wechselnder Verbreitung in der Form von rundlichen Massen bis zu Walnußgröße in dem Phonolith von Oberschaffhausen und in einem Hauyn- und Melanit-reichen Leucitophyr vom Horberig bei Oberbergen, hier gern in Gesellschaft von schlackigem Titaneisen, auftritt, und nach H. Fischer auf Grund einer Analyse von A. Claus zum Schorlomit gestellt war. Ferner zählt zum Ti-reichen Melanit der lichtbraune, durchsichtige Jiwaarit aus dem Ijolith von Jiwaara in Finnland der nach W. Ramsay und H. Berghell (32) sogar 25% TiO_2 enthält. Er ist jünger als der Pyroxen, meist ganz isotrop, hier und da schwache Doppelbrechung. Dem Jiwaarit ähneln durchaus die tiefbraunen Granate des Nephelingesteins aus dem Oberwiesentaler Eruptivstock mit über 10% TiO_2 nach A. Sauer's Analyse (33). Ebenso scheinen ihm viele tiefbraune Granate aus den Eläolithsyeniten Brasiliens, Canadas (76), Arkansas', Alnös, Tasmaniens und den Ganggesteinen, welche sie begleiten, nahe zu stehen.

An Ti-reichen Granaten fand Merwin (34) folgende Brechungs-exponenten:

Rocca Monfina . . .	8,7% TiO_2 , n = 1,94
Beaver Creek, Col. . .	5,08 — — 1,95
Magneteove, Ark. . .	16,90 — — 1,94
Kuusamo, Finnld. . .	18,98 — — 2,01

Wahrscheinlich ebenfalls Ti-reich ist der Granat auf Kluffflächen des Basaltes und in Fassait-haltigen Kalkeinschlüssen der Blauen Kuppe bei Eschwege; für ihn fanden Herm. Rose und O. Mügge (35) $n = 1,9114$; er ist ebenso eine vulkanische Kontaktbildung wie nach Fouqué (36) der Melanit von Santorin in Begleitung von Wollastonit und Fassait. P. Eskola (37) ist der Ansicht, daß Granaten von hohem Ti-Gehalt in Magmen nur da erhalten sind, wo die Abkühlung schnell vor sich ging, während sonst Titanit entstand. — Brögger bespricht interessante

Perimorphosen von Kalktöneisengranat mit Calcit und Albit, sowie Umhüllungs- und Ausfüllungspseudomorphosen von Kalkeisengranat mit Natrolith wahrscheinlich nach Sodalith von Gängen auf der Insel Stockö im Langesund. Diese Granate sind stark doppelbrechend.

Gründurchsichtige Kalkeisengranate, sog. Demantoidé, treten in manchen Serpentin (Dobschau, Vogesen, Ural und am Geißpfadpaß im Oberwallis nach H. Preiswerk (38) auf. Nach A. Bianchi (79) enthalten sie hier oft einen korrodierten Kern von Magnetit, der ihre Bildung wohl hervorgerufen hat. Schon Delesse beobachtete an solchen Kristallen eine schalige Zusammensetzung aus grünen und roten Lagen. — Braungefärbt finden sie sich in manchen Eisenerzlagern der kristallinen Schiefer.

Der Spessartin, $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ und nahestehende Mischungen, $d = 3,7-4,3$, findet sich gelegentlich in granitischen Gesteinen z. T. ohne scharfe Kristallbegrenzung in größeren Körnern z. T. (112), so bei Aschaffenburg; (nach Weinschenk (39) in Pegmatit). Auch der von G. Rose (40) im Porphyrit von Ilfeld a. H. aufgefundene Granat von blutroter Farbe gehört nach Des Cloizeaux zum Spessartin. — Als pneumatolytische Bildung erscheint Spessartin mit Topas und Bixbyit im Liparit 35 miles sw. Simpson, Utah (41) und anscheinend ganz ähnlich bei Nathrop, Col. (42). Spessartin bildet auch den wesentlichsten Bestandteil der berühmten Wetzschiefer der Ardennen (Viel-Salm, Ottrez, Hébronal) in fast farblosen bis gelblichroten Rhombendodekaedern und Körnern von oft vollkommener Reinheit (43). Vereinzelte größere Porphyroblasten von Spessartin der Form (110) in dem regional-metamorphen Quarzit des Taunusien der Gegend von Bastogne (44) zeigen || den Grenzen der den Flächen (110) zugehörigen Anwachsipyramiden sehr zierliche Reihen von Einschlüssen (anscheinend Quarz und Muscovit) (Taf. III, Fig. 2). Tilley (78) beobachtete ihn in den stärkst metamorphosierten Teilen der aus basischen Eruptiven hervorgegangenen Grünschiefer des Start Area (South Devon), wo er aber nicht aus Bestandteilen der Eruptivmassen, sondern solchen der beigemischten Sedimente hervorgegangen sein soll. In Madagaskar ist nach Lacroix (81) reiner Spessartin charakteristisch für die Na-Li-Pegmatite, seine Mischungen mit Almandin für die Kalipegmatite.

Kontaktmetamorph nach Weinschenk (46) am Silberberg bei Bodenmais, ferner in den Manganerzlagern von Miguel Burnier nach Hussak (47) und sehr verbreitet in den archaischen Manganerzlagern in den zentralen Provinzen Indiens nach den Untersuchungen von Fermor und den Mitteilungen von Laura Hezner (48). Hier sind Mn- und Ca-Granaten weitgehend vermischt; Fermor nannte eine solche

Mischung, die in den als Korudit bezeichneten syenitischen Gesteinen vorkommt, Spandit. Nach Beyschlag, Krusch und Vogt (49) bei Macs-Kamezö (Siebenbürgen) mit Mn-Olivin und im Huelva-Gebiet in Spanien im Diabaskontakt zusammen mit Rhodonit.

Der gemeine Granat, wesentlich eine isomorphe Mischung der Grossular-, Almandin- und Melanit-Moleküle, $d = 3,3-3,8$, tritt in gewissen Granatfelsen, in dynamometamorphen Eruptivgesteinen der Diabas- und Gabbroreihen, in kristallinen Schiefen (Eulysit, Amphibolit, Eklogit, Pyroxengesteinen und ihren Derivaten), sowie in der Phyllitformation auf. Er hat rotbraune bis gelblichrote, selten grüne Farben, und ist oft nahezu farblos durchsichtig. Zonare Struktur ist sehr häufig und nicht selten mit optischen Anomalien verbunden. Kristallform fehlt meistens. Einschlüsse der assoziierten Mineralien und Flüssigkeitseinschlüsse in zentraler Anhäufung, seltener in zonarer Anordnung sind sehr verbreitet, ebenso die mikropegmatitische Verwachsung mit den assoziierten Mineralien und die radiale Anordnung derselben um den Granat als Zentrum. O. Mügge (4) beobachtete in Arendaler Granaten aus Amphibolitgesteinen prismatische Einschlüsse, die parallel den Durchschnittskanten von (110) lagen und offenbar mit der Absonderung nach (110) und natürlichen Ätzfiguren in Zusammenhang standen, vielleicht Disthen. — T. H. Holland (58) beschreibt in der gleichen Anordnung in den Granaten gewisser Tiefengesteine der Präsidentschaft Madras in Ostindien Einschlüsse, die er nach ihrer optischen Orientierung und Doppelbrechung für Titanit hält. Umwandlungserscheinungen sind nicht selten. Am häufigsten trifft man die Pseudomorphose von Chlorit nach Granat, wie sie von Pumpelly (74) von der Spurr Mountain Iron Mine am Lake Superior, von G. W. Hawes (73) aus den Phylliten des Connecticut-Tales in New Hampshire, von Dathé (75) aus den Diallaggranuliten beschrieben wurde. Ebenso ist die Umwandlung in Hornblende öfters beobachtet worden, so von Weigand im Serpentin von Le Bonhomme in den Vogesen.

Aus Amphiboliten der Diluvialablagerungen vom Schloß Achenrain im Brandenburger Tal und aus Amphibolschiefern der Stamser Alpen (Ötztal-Gruppe) beschrieb A. Cathrein (50, 51) die Umwandlung des Granats in Skapolith, vom letzten Fundort auch in Epidot, Oligoklas, Hornblende, Saussurit und Chlorit. — Auf der Skapolithlagerstätte von Laurin Kari sind nach Borgström (52) die Granaten des granitischen Gesteins in der Nähe des Skapolithganges in ein Gemenge von Biotit, Plagioklas, Magnetit und wenig Spinell pseudomorphosiert. —

In vielflächig fazettierten Körnern, deren Oberfläche einen Aufbau aus zahlreichen Subindividuen vermuten läßt, findet sich Granat nach

Sauer (53) in den feinkörnigen Sanden des Neckar-Diluviums bei Heidelberg; sie stammen wahrscheinlich aus dem Keuper, in dem sie authigen sind.

Der Pyrop, vorwiegend $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, mit geringer Beimischung von Chrom- und wechselnder von Almandin-Gr., hat $d = 3,7-3,8$, bildet eckige bis rundliche Körner von meist sehr reiner Substanz, rot bis blutrot im durchfallenden Licht. Er tritt nur in den Peridotiten und deren Derivaten, den Serpentin, auf. So in Böhmen, wo derartige Gesteine durch Eruptivbreccien an die Oberfläche gelangt und aus ihnen durch Verwitterung wieder befreit und in die Flüsse gelangt sind. (Hibsch 54.)

Der Pyrop bildet in den Peridotiten zuweilen ein Strukturzentrum für die übrigen Gemengteile, besonders die Pyroxene. Sehr oft wird er von einer radialstrahligen, lichtgraubraunen Schale umgeben, welche A. Schrauf (55) Kelyphit nannte (Taf. III, Fig. 3). Es kann der ganze Pyropkern verschwinden und durch Kelyphit ersetzt werden. Bd. I, 2. Taf. gibt ein Bild einer solchen Kelyphitrinde um Pyrop im Serpentin von Karlstetten und zeigt sehr deutlich eine helle Zone, welche den Kelyphit gegen den Serpentin abgrenzt. Schrauf, dessen Beobachtungen am Serpentin von Krems bei Budweis in Böhmen gemacht wurden, hält den Kelyphit für eine homogene Substanz und für eine pyrogene Kontaktbildung zwischen Pyrop und Olivin. Fr. Becke (27) beschreibt durchaus analoge Rinden um Pyrop aus Peridotiten von Steineck und findet die strahlige Zone aus zwei Substanzen gemengt, einer isotropen, welche als Picotit erkannt wurde, und einer doppelbrechenden, die er für Hornblende hält. Der die Pseudomorphose nach außen umziehende helle Rand, welchen Schrauf als Olivin auffaßt, war in dem Gestein von Steineck ein Gemenge von Hornblende, Bronzit und Diallag. Die Richtigkeit der Deutung erwies Fr. Becke später (77) durch Isolation des Picotits vermitteltst HF. Er deutet den Vorgang durch die Gleichung $Pyrop + Olivin = Spinell + Hornblende$, $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_2SiO_4 = MgAl_2O_4 + Mg_4Si_4O_{12}$. v. Lasaulx (28) kommt nach einer eingehenden Vergleichung analoger Vorkommnisse von Greifendorf bei Bohrungen in Sachsen, vom Col de Pertuis in den Vogesen und von Pargaß zu der Ansicht, daß „die radialfaserigen Rinden um Granat keineswegs alle gleichartig zusammengesetzt sind oder irgendwie einem chemisch oder kristallographisch individualisierten Minerale entsprechen“. „Für alle aber ist es gemeinsam, daß der Ausgang zu ihrer Bildung in einer Verwachsung von Mineralien der Pyroxen-Amphibolgruppe um Granatkerne zu sehen ist, sei es, daß schon mit dieser Verwachsung eine ursprüngliche radialstenglige und faserige Struktur verbunden war, oder daß dieselbe sich erst durch eine in der Umwandlung der ursprünglichen Pyroxen-Amphibolzone bedingte Ausfransung und Faserung sekundär vollkommener

entwickelte.“ Auch für den Kelyphit von Krems vindizierte er die gleiche Entstehung. Mrha (56) meint, daß meistens im Kelyphit eine innere Faserzone und eine äußere Körnerzone zu unterscheiden seien. In der inneren Zone findet sich der Picotit, der nebst monoklinem Pyroxen in allen Kelyphiten vorhanden ist. Nach ihm stehen eisenarmer Bronzit und Hornblende im Kelyphit in solcher Beziehung, daß sie sich gegenseitig ersetzen, also auch einer ganz fehlen kann. Nach ihm gehört der Kelyphit in die Kategorie der „reaction rims“ und kann nicht dynamometamorphen Ursprungs sein, weil mit seiner Entstehung aus Pyrop nicht eine Verminderung, sondern eine Vergrößerung des Molekularvolums verbunden ist. Er nimmt an, daß der in größerer Tiefe gebildete Pyrop bei Abnahme des Druckes während des Aufsteigens des Magmas mit dem Olivin in Reaktion trat. Ähnliche Auffassung der Bildung des Kelyphits hatte schon A. Schrauf.

Kelyphit-ähnliche reaction rims, die er für sekundär hält, beschreibt H. Barviř (57) um den Granat eines Amphibolitgerölls des Iglavafusses bei Hrubšitz in Böhmen. Sie bestehen zunächst dem Granatkern aus sehr feinen, oft keulenförmigen Stengeln von blaßgrünem diopsidartigem Pyroxen und basischem Plagioklas in innigem strahligen Gewebe. Darauf folgt nach außen eine gröber stenglige Hülle aus strahlenförmigem Amphibol und Plagioklas. Da der Granatkern reichlich Quarzkörner einschließt, die in der Rinde fehlen oder doch selten sind, so schließt er, daß sie bei deren Bildung verwendet wurden. — Auch T. H. Holland (58) beschreibt kelyphit-ähnliche Umrundungen von Feldspat, Aktinolith und Magnetit um Granate pyroxenführender Gesteine aus Indien, dort wo sie sich mit Mg- und Fe-haltigen Gemengteilen berühren, während sie fehlen, wo die Granate an Feldspat und Quarz grenzen. Aber er sieht in den kelyphitischen Schalen nicht ein Umbildungsprodukt der Granate, sondern anscheinend den Anfang ihrer Bildung.

Sehr häufig sind solche „Reaktionsränder“ anscheinend zwischen Granat und Pyroxen der Kimberlite Südafrikas (P. A. Wagner, 59). — Eitel (61) beobachtete in Graphit-Sillimanit-Einschlüssen des Basaltes vom Bühl bei Weimar (Kassel) Pseudomorphosen eines Gemenges von Spinell, Enstatit und Rutil nach ursprünglich wohl pyrop-artigem Granat. Umgekehrt ist der Granat zuweilen am Aufbau von Perimorphosen beteiligt, z. B. um Titaneisen in Gabbro von Ödegaarden nach Lacroix (60).

Uwarowit, $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, tiefgrün durchsichtig, scheint auf chromreiche Serpentine (Bisserk, Skyros) körnige Kalke und Dolomite (Pic Posets bei Maladetta, Oxford in Canada, Tasmanien) beschränkt. Er bildet Kristalle der Form (110) und zeigt anomale Doppelbrechung. Umwandlungen sind nicht bekannt.

Literatur.

- (1) Boeke, Z. X. **53**, 149, 1913.
- (2) W. E. Ford, Am. Journ. **40**, 33, 1915.
- (3) Eitel, Z. X. **56**, 526, 1921.
- (4) O. Mügge, N. J. 1889 I, 239.
- (5) O. Mügge, Göttinger Nachr. 1923.
- (6) Mallard, Ann. Mines **10**, 60, 1876 und Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 293, 1891.
- (7) E. Bertrand, Bull. Soc. Min. Fr. **4**, 12, 1882.
- (8) C. Klein, Göttinger Nachr. 1882, 457 und N. J. 1883 I, 87; ferner S. B. A. **34**, 723, 1894 und N. J. 1895 II, 68.
- (9) Brögger, Z. X. **16**, 160, 1890.
- (10) R. Brauns, Die optischen Anomalien der Kristalle. Leipzig 1891.
- (11) Weinschenk, Zeitschr. anorg. Chem. **12**, 386, 1896.
- (12) Salomon, N. J. B. B. **11**, 399, 1897.
- (13) M. Seebach, Dissert. Heidelberg, 1906.
- (14) O. Mügge, N. J. B. B. **4**, 599, 1886.
- (15) Osann, N. J. 1907 II, 119.
- (16) Baumhauer, S. M. A. 1874, 249.
- (17) Bäckström, Z. X. **18**, 214, 1890.
- (18) A. Bergeat, N. J. B. B. **28**, 558, 1909.
- (19) Zambonini nach N. J. 1922 II, -136 -.
- (20) Sauer, 33. Vers. Oberrhein. geol. Ver. 1900.
- (21) Kalkowsky, Z. D. G. G. **73**, 12, 1920.
- (22) A. Bergeat, Centralbl. 1909, 164.
- (23) Vogel, Chem. Ber. **10**, 373, 1877.
- (24) Brun, Arch. sc. phys. nat. **28**, 410, 1892.
- (25) J. Szabó, N. J. B. B. **1**, 302, 1882.
- (26) Osann, Z. D. G. G. **40**, 694, 1888.
- (27) Becke, T. M. P. M. **4**, 189—264 und 285—408 passim.
- (28) v. Lasaulx, Sitzungsber. niederrh. Ges. Bonn 1882, 3. Juli.
- (29) O. H. Lang, Göttinger Nachr. 1878, 154.
- (30) R. Brauns, N. J. 1907 I, 14.
- (31) V. Goldschmidt, N. J. B. B. **31**, 230, 1911.
- (32) W. Ramsay und H. Berghell, Geol. För. Förh. **13**, 305, 1891.
- (33) Sauer, Erläut. Sect. Wiesenthal d. geol. Spez.-Karte d. Königr. Sachsen. 70.
- (34) Merwin bei Washington, Am. Journ. **50**, 42, 1920.
- (35) H. Rose u. O. Mügge, Centralbl. 1921, 97.
- (36) Fouqué, C. R. 1875, 15 Mars.
- (37) Eskola, Översikt Finska Vet. Soc. Förh. **63**, 57, 1920/21.
- (38) Preiswerk, Über Dunitserpentine am Gaispfadpaß. Basel 1903.
- (39) Weinschenk, Z. X. **28**, 163, 1897.
- (40) G. Rose, Z. D. G. G. **11**, 299, 1859.
- (41) Penfield und Foote, Am. Journ. **4**, 105, 1897.
- (42) Wh. Croß, Am. Journ. **31**, 432, 1886.
- (43) A. Renard, Mém. s. l. structure et la comp. min. du coticule etc., Bruxelles 1877.
- (44) A. Renard, Bull. Musée Roy. d'hist. nat. Belgique. Bruxelles 1882 I.
- (45) Karpinsky, Bull. Ac. Imp. d. sc. Pétersbg. **31**, 484, 1887.
- (46) Weinschenk, Z. X. **25**, 358, 1896.

- (47) Hussak, Zeitschr. prakt. Geol. 1906, 237.
 (48) Laura Hezner, N. J. 1919, 7.
 (49) Beyschlag, Krusch und Vogt, Erzlagerstätten, 1913 II, 598.
 (50) Cathrein, Z. X. **9**, 378, 1884.
 (51) Cathrein, Z. X. **10**, 433, 1885 und Ber. 18. Vers. Oberrhein. geol. Ver. Stuttgart 1885, 17.
 (52) Borgström, Bull. comm. géol. Finl. **49**, 8, 1914.
 (53) Sauer, Erltrg. Bl. Schwetzingen-Altlußheim S. 9 und Bl. Neckargemünd. S. 87 der geol. Spezialkarte Großh. Baden. Heidelberg 1896 und 1898.
 (54) Hibsich, Geol. Karte. Böhm. Mittelgeb. Bl. XIV. Prag 1920.
 (55) Schrauf, Z. X. **6**, 321—388, 1882.
 (56) Mrha, T. M. P. M. **19**, 111, 1889.
 (57) Barviř, Sitzungsber. böhm. Ges. d. W. Math. Natw. Cl. 1893. **27**.
 (58) Holland, nach Z. X. **30**, 90, 1899.
 (59) P. A. Wagner, Die Diamantführ. Gest. von Südafrika, Berlin 1909, S. 41.
 (60) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **12**, 232, 1889.
 (61) Eitel, Abhandl. Senckenbergischen Ges. **37**, 169, 1920.
 (62) Bourgeois, Ann. Chim. Phys. **19**, 1883.
 (63) Hussak, N. J. 1884 I, 158.
 (64) Michel-Lévy, C. R. **87**, 961, 1888.
 (65) L. Michel, Bull. Soc. Min. Fr. **15**, 254, 1892.
 (66) Bourgeois, Ann. Chim. Phys. **19**, 1883.
 (67) Gorgeu, Bull. Soc. Min. Fr. **6**, 283, 1883 und C. R. **97**, 1303, 1893.
 (68) Shepherd, Rankin und Wright, Am. Journ. **28**, 305, 1909 und Zeitschr. anorg. Chem. **71**, 30, 1911.
 (69) Rankin, Zeitschr. anorg. Chem. **92**, 213, 1915.
 (70) E. Cohen, Mitt. Natw. Ver. Neuvorpommern und Rügen **22**, 1888.
 (71) Borgström, Geol. För. Förh. **23**, 560.
 (72) Knop, Z. X. **1**, 58, 1877.
 (73) Hawes, Mineralogy a. Lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 75.
 (74) Pumpelly, Am. Journ. **10**, Juliheft, 1875.
 (75) Dathe, Z. D. G. G. **29**, 285, 1877.
 (76) Adams und Harrington, Am. Journ. **1**, 21, 1896.
 (77) Ites, Dissert. Phil. Fak. Göttingen, 1903, 24.
 (78) Tilley, Q. J. G. S. **79**, 172, 1923.
 (79) A. Bianchi, Rend. Acc. Lincei, Roma (5) **32**, I, 504, 1923.
 (80) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 264, 1922.
 (81) Merwin, U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. **87**, 108, 1915.

Leucit.

Chem. Zus. KAlSi_2O_6 , mit nur geringer Vertretung des K durch Na; sehr wenig Ca.

Morph. Dimorph; regulär oberhalb 620° ; pseudoregulär, und zwar quadratisch nach den Eigenschaften der von Ch. und G. Friedel bei etwa 500° dargestellten künstlichen Kristalle (vgl. S. 62). (211), selten mit untergeordnetem (110) und (100); öfter, und zumal bei kleinen Kristallen, mit starker bis zur Kugelform führender Rundung der Kanten

und Ecken. Größere Kristalle zuweilen angeschmolzen. Die Winkeländerung der pseudoregulären Kristalle beim Erhitzen ist beträchtlich und erreicht nach Großmann (1) ihr Maximum bei 620° , von da an bleiben die Winkel konstant. — Mehr oder weniger regelmäßige Gruppierungen kleiner Kristalle zu einem größeren kommen vor. Die Zwillingstreifung nach (110) ist auf den Kristallflächen der aufgewachsenen Kristalle sehr deutlich, aber auch auf den muschligen Bruchflächen der eingewachsenen erkennbar. — Sehr selten derb (im Missouriit.)

Der reguläre Habitus ließ den Leucit trotz der schon von Brewster (2), Biot (3) und Des Cloizeaux (4) beobachteten Doppelbrechung bis zum Jahre 1872 für regulär gelten. Man erklärte die Polarisationserscheinungen an diesem Mineral nach Biots Vorgang durch Lamellarpolarisation, oder durch die Wirkung eingelagerter Lamellen, wie Des Cloizeaux. Im Jahre 1872 veröffentlichte G. vom Rath (5) seine Beobachtungen über die Zwillingstreifung auf den Leucitflächen und die Winkelwerte der Kanten des anscheinenden (211). Aus beiden leitete er quadratisches System für den Leucit ab und formulierte das Gesetz der Zwillingbildung dahin, daß die Flächen von (201), welchen an dem regulär gedachten Leucit Flächen von (110) entsprechen würden, als Zwillingsebenen fungieren. Mallard (6) erschloß aus dem optischen Verhalten von Würfelschnitten die Zugehörigkeit des Leucits zum monoklinen System, obgleich seine Winkelmessungen an Kristallen von Frascati rhombische Symmetrie ergaben. Fouqué und Michel-Lévy (Minéralogie micrographique 1879, S. 284) glaubten Mallards Beobachtungen im polarisierten Licht streng genommen nur auf triklinen Kristallisation des Leucits beziehen zu können, waren aber nicht geneigt, diesen Verhältnissen eine so hohe Bedeutung zuzugestehen, um das von G. vom Rath erwiesene quadratische Kristallsystem für den Leucit zu verwerfen. C. Klein (7, 8) hatte dann durch das Studium von orientierten Schnitten die Überzeugung gewonnen, daß der Leucit unter den seine Entstehung begleitenden physikalischen Bedingungen regulär kristallisiert sei, daß jedoch der molekulare Bau der Leucite bei normaler Temperatur als ein rhombischer aufzufassen sei. Doch beobachtete auch Klein optische Verhältnisse, welche nicht unmittelbar mit der Annahme rhombischer Kristallisation vereinbar sind, führte dieselben aber wegen ihrer Unregelmäßigkeit und Unbeständigkeit auf Spannungen zurück. Eine Ergänzung fanden diese Untersuchungen durch jene von O. Mügge (9) über die Umlagerung und Struktur des Leucits.

Koh. Die sehr unvollkommene Spaltung nach (110) wird im Schlicke nicht sichtbar. Mehr oder weniger unregelmäßige Zerklüftung ist oft wahrnehmbar; dieselbe nähert sich öfter dem Parallelismus mit Flächen

von (110). — Nach Mügge (9) lassen sich durch Druck schon bei gewöhnlicher Temperatur und ebenso durch Erhitzung auf angeschliffenen und polierten Flächen von (111), (110), (100) und (211) Lamellen nach allen Flächen von (110) und nur nach diesen hervorbringen (Taf. VII. Fig. 4). Sie entsprechen Schiebungen parallel den Flächen $K_1 = (110)$, mit $K_2 = (1\bar{1}0)$. — $H = 5,5-6$. $d = 2,45-2,5$.

Opt. Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz. — Weiß, grauweiß, auch wasserhell. Porzellanartig trübe Kristalle hellen sich bei starkem Glühen auf, wohl infolge Überganges in lamellenfreie reguläre Kristalle; sie werden dabei zum Teil vorübergehend gelblich. — Unter 620° sehr schwach doppelbrechend, positiv. $\omega = 1,508$, $\varepsilon = 1,509$ nach Des Cloizeaux und Klein für den quadratisch gedachten Leucit. Ausnahmsweise fand Tschermak an einem Kristall von Acqua Acetosa in der Campagna die Doppelbrechung negativ. Rinne und Kolb (10) konnten bei 21° mittelst Prismen keine zwei Bilder erhalten. Beim Erwärmen nahm die Brechung ab, von etwa 585° an rascher:

$$\begin{array}{cccc} t = 21^\circ & B_1 = 1,5054 & D_2 = 1,5088 & G' = 1,5188 \\ 750^\circ & 1,4912 & 1,4947 & 1,5053 \end{array}$$

Beim geschmolzenen Leucit (Glas) ist $n = 1,490$ nach Bowen (11). Die polysynthetische Zwillingsstreifung tritt bei sehr dünnen Präparaten und in den sehr kleinen Kristallen oft erst bei Anwendung eines Gipsblättchens mit Rot 1. Ordnung hervor und ist in den letzteren oft überhaupt nicht wahrnehmbar. Über 620°C einfach brechend und ohne Zwillingslamellen, wie zuerst C. Klein (12), später auch S. Penfield (13), Mügge u. a. beobachteten. Daß bei hoher Temperatur auch die einspringenden Winkel der Zwillingsstreifung auf den natürlichen Flächen von (211) verschwinden, fand H. Rosenbusch (14).

Den polysynthetischen Zwillingsbau hat C. Klein eingehend studiert. Bei der Deutung ist im allgemeinen darauf zu achten, ob die Lamellen senkrecht oder schräg zur Schlißfläche einfallen; erstere meist sehr fein und scharf (in ihrer wahren Breite), letztere verwaschen, um so mehr verbreitert, je dicker der Schliß und eventuell ohne eigene Auslöschung. Da die Lamellen stets aus dem Zerfall eines regulären Kristalls hervorgegangen sind, verhalten sich alle Flächen der Form (112) im wesentlichen gleich, ebenso die Schnitte nach allen Flächen (110), wie auch nach (001) und (111). Die Fig. 5a—5d zeigen Schnitte nach (001), Fig. 6a und 6b solche nach (111), Fig. 7 nach (110), Fig. 8 nach (112). Es ist anzunehmen, daß sich die Anordnung der Lamellen schon durch den beim Isolieren und Schleifen ausgeübten Druck ändert. Die Lage der Auslöschungsrichtungen wie die Stärke der Doppelbrechung ist wegen

der Feinheit der Lamellen und ihrer vielfachen Durchkreuzung und Überlagerung meist nur ungenau bestimmbar. Bei größerer Feinheit der Lamellen werden die Kristalle fast plastisch deformierbar.

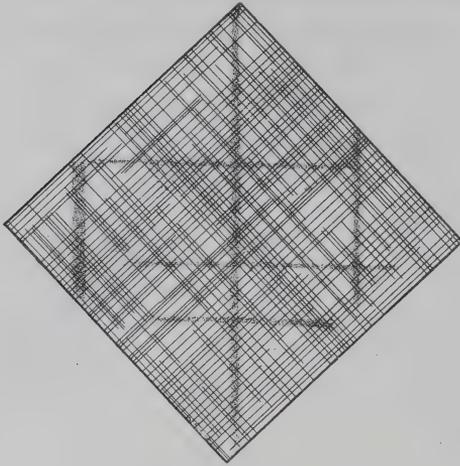


Fig. 5 a.
Leucit || (001).

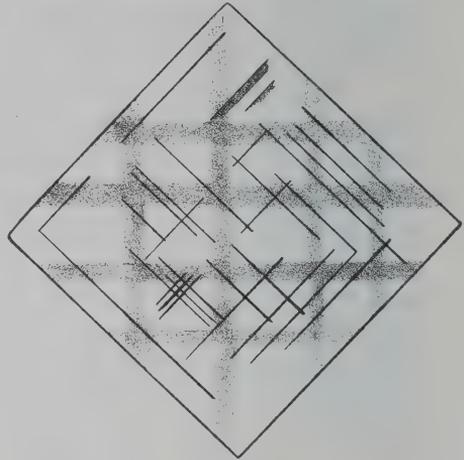


Fig. 5 b.
Leucit || (001).

Phys.-Chem. Unschmelzbar v. d. L. Der Schmelzpunkt liegt nach Morey und Bowen (15) wahrscheinlich bei etwa 1860° . Geschmolzener Leucit erstarrt zu Glas; aus einer Schmelze der Zusammensetzung KAlSi_3O_8 kristallisiert unterhalb 1530° Leucit (meist in Skeletten), der sich aber unterhalb 1170° mit dem Rest der Schmelze zu Orthoklas umsetzt. Umgekehrt zerfällt Orthoklas oberhalb 1170° in Leucit und sauren Schmelzrest und der Leucit verschwindet erst wieder, wenn die Temperatur über 1530° steigt. Bei teilweiser Vertretung des K durch Na erniedrigt sich diese Temperatur merklich. Die Bedeutung dieser Vorgänge für die Entstehung von Leucit-Gesteinen und das Vorkommen von Pseudomorphosen von Feldspat nach Leucit liegt auf der Hand. — Salzsäure greift den L. im Schliff nur wenig an, zersetzt aber das Pulver vollkommen unter Ausscheidung pulveriger SiO_2 .

Umwandlung. Wahrscheinlich durch Einwirkung Na-reicher Lösungen ist der Leucit vielfach durch Analcim verdrängt; so in dem Vorkommen vom Eichberg bei Oberrothweil im Kaiserstuhl, sehr weitgehend in den Tephriten der Umgegend von Trapezunt nach Lacroix (46). J. Lemberg (25) hat den Vorgang künstlich nachgeahmt. Als Nebenprodukt entstehen dabei bisweilen radial- oder verworrenfasrige, doppelbrechende Aggregate nicht bestimmbarer Natur. — In den Tiefen- und Ganggesteinen sind die großen Kristalle, welche bei den Tiefengesteinen sicher

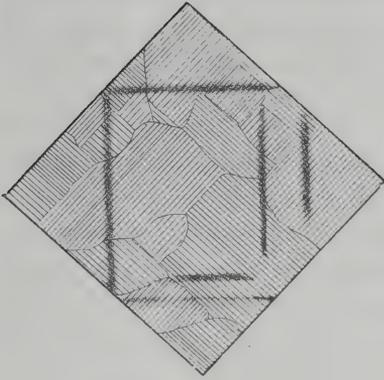


Fig. 5 c.
Leucit || (001).

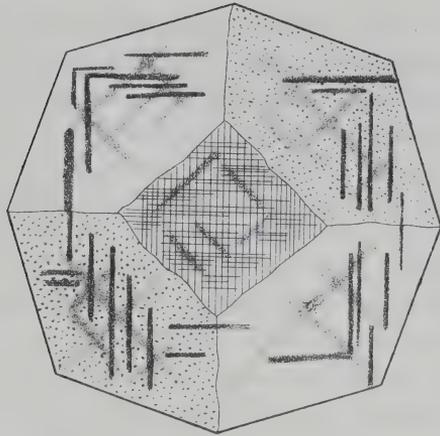


Fig. 5 d.
Leucit || (001).

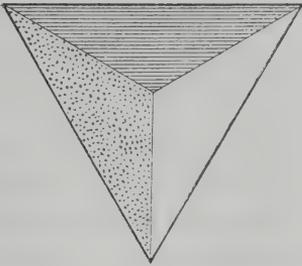


Fig. 6 a.
Leucit || (111).

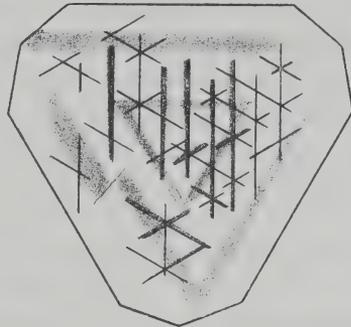


Fig. 6 b.
Leucit || (111).

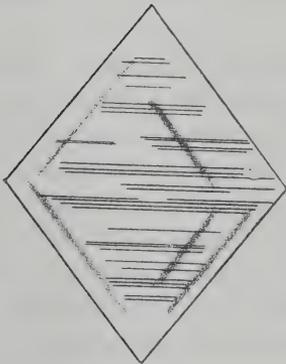


Fig. 7.
Leucit || (110).

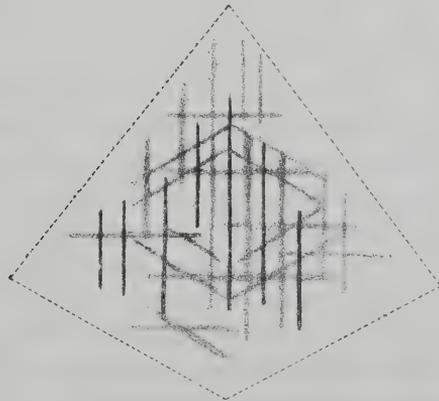


Fig. 8.
Leucit || (112).

authigen, bei den Ganggesteinen möglicherweise Fremdlinge sind, wohl ausnahmslos sog. Pseudoleucit, d. h. ein Gemenge von vorherrschendem Orthoklas mit Nephelin, denen die alten Einschlüsse des Paläoleucits beigemengt sind. Eine dünne äußere Schale besteht aus reinen Orthoklastengeln, die senkrecht auf den Flächen des Paläoleucits stehen, während das Zentrum aus einem grobkörnigen Gemenge von Orthoklas und Nephelin gebildet wird. Fr. Graeff (26), J. Francis Williams (27) und E. Hussak (28) lieferten genaue Beschreibungen dieser Pseudoleucite. Eher hierher, als zu den Analcim-Pseudomorphosen nach Leucit sind die schon von R. Blum besprochenen, dann von E. Geinitz (29) und besonders von A. Sauer (30) beschriebenen Pseudomorphosen aus den Tinguaitporphyren von Böhmisches-Wiesenthal zu stellen.

Künstliche Darstellung. Hautefeuille (39) erhielt Leucit durch anhaltende Schmelzung von Kieselsäure mit einem Überschuß von Tonerde bei Rotglut in Kaliumvanadinat. Nach derselben Methode konnte er auch einen Eisenleucit, KFeSi_2O_6 , in durchsichtigen gelblich grünen Kristallen darstellen, welche geometrisch und optisch (nur ihre Doppelbrechung ist bedeutend stärker) sich durchaus wie der Tonerdeleucit verhielten. — St. Meunier (40) erhielt Leucit in kleinen Kriställchen, als er Chlorsilicium bei Rotglut auf ein Gemenge von Kali und Tonerde einwirken ließ. — Wichtiger ist die Darstellungsweise des Leucits durch F. Fouqué und A. Michel-Lévy (41), weil sie die natürlichen Bildungsverhältnisse möglichst getreu nachahmte. Sie bekamen dieses Mineral mit den Formen und den optischen Eigenschaften der gesteinsbildenden Leucite, als sie ein Gemenge der Bestandteile des Leucits mit denen des Augits im Platintiegel schmolzen und längere Zeit in breiigem Zustande hielten. Diese Kristalle waren zum Teil sehr zierliche Skelette. — Die Entstehung regulärer Kristalle bei 800° beobachtete Bowen (11) beim Zusammenschmelzen von Glas der Zusammensetzung KAlSiO_4 mit Kaliumwolframat.

Ch. und G. Friedel (42) erhielten durch Einwirkung von Kali und Kieselsäure auf Muscovit von Moss in wässriger Lösung bei etwa 500° in einem mit Platin ausgekleideten Eisenrohr meßbare Individuen und Sphärökristalle, welche die chemische Zusammensetzung des reinen Kalileucits besaßen, von Säuren unter Abscheidung pulveriger Kieselsäure zersetzt wurden, dem quadratischen System (anscheinend pyramidale Hemiedrie) angehörten und die Dichte 2.5 hatten. Habitus pseudoregulär durch $(001) \cdot (100) \cdot (110) \cdot (111)$, mit $c = 0,946$, Zwillinge mit aufeinander nahezu senkrechten Hauptachsen, sehr schwache Doppelbrechung; kein Anzeichen der von Mallard angenommenen niederen Symmetrie. Erhitzung auf unter Rotglut brachte die Doppelbrechung

noch nicht zum Verschwinden, höhere Erhitzung scheint nicht vorgenommen. Auch durch direktes Erhitzen eines Gemenges von frisch gefällter Kieselsäure und Tonerde mit Kali in den stöchiometrischen Verhältnissen des Leucits in wässriger Lösung bei ganz dunkler Rotglut erhielten die Genannten dieselben quadratischen Kristalle, bei einem Versuche indessen Ikositetraeder. Die nach der letzten Methode gewonnenen Kristallisationen wurden zur Analyse verwandt.

Nach Koenigsberger und W. J. Müller (43) soll Leucit in wässriger Lösung noch nicht bei 180° , aber schon bei 260° kristallisieren, bei $430-440^{\circ}$ nur noch in Spuren. A. Duboin (44) stellte Leucit in wasserhellen bis 2 mm großen Kristallen (112) dar, indem er SiO_2 oder Kieselfluorkalium auf Al_2O_3 in einem Überschuß von geschmolzenem Fluorkalium einwirken ließ. Die Temperatur der Ausscheidung ist nicht angegeben; optische Eigenschaften wie bei den natürlichen Kristallen, Zwillinge nach (110).

Vork. Der Leucit ist ein wesentlicher Gemengteil der Alkaligesteine, sowohl der foyaitischen, wie der theralitischen Magmen. In den Tiefengesteinen Eläolithsyenit, Leucitsyenit und Borolanit erscheint er gewöhnlich als Pseudoleucit, im Missouriit unverändert, aber ohne deutliche Kristallform. In den tinguaitschen und monchiquitschen Ganggesteinen, sowie in den Ergußgesteinen Leucitophyr, Leucittephrit, Leucitbasanit, Leucitit, Leucitbasalt, Orendit, Wyomingit und Euktolith ist er idiomorph und erscheint hier, z. B. am Vesuv sowohl in großen Einsprenglingen wie als Gemengteil der Grundmasse.

Nur ganz ausnahmsweise ist der Leucit auch am Ätna und zwar in Einschlüssen schlackenähnlicher Laven beobachtet [Johnston-Lavis (16)], ebenso von Bäckström (17) im Basanit von Vulcanello und von A. Bergeat (47) vom Stromboli (Liparen). Lacroix (18) fand ihn in einem Diabas umschließenden Feldspatbasalt der Baune d'Ordenche (Mt. Dore).

Die Mikrostruktur des Leucits wurde wohl zuerst von Wedding (19) an den Vesuvlaven beobachtet. G. vom Rath (20), welcher die Vorkommnisse des Albaner und Ciminischen Gebirges, sowie des Niederrheins studierte, gibt bereits in den wesentlichen Zügen diese Mikrostruktur an und Zirkel (21) hat sie in den verschiedenen Ergußgesteinen genau beschrieben und ihre weite Verbreitung dargetan. Außerdem verdankt man viele interessante Einzelheiten den Mitteilungen von Fuchs, Inostranzeff, Kreutz, v. Lasaulx und Hussak. Abbildungen zierlicher Skelette bei Weed und Pirsson (22) und bei Sinigallia (23).

Der Leucit umschließt gern, wo er in größeren Kristallen auftritt, die mit ihm vergesellschafteten älteren Ausscheidungen in einzelnen, zumeist regellos gelagerten Individuen; es sind das Magnetit, Picotit,

Apatit, Olivin, Augit, Hauyn, Nephelin und Melanit. Weit häufiger trifft man jedoch mikrolithische prismatische Einschlüsse, welche zum Teil grün sind und mit Sicherheit auf Augit gedeutet werden können, zum Teil farblos und nicht sicher bestimmbar. Dieselben liegen entweder zentral gehäuft oder sie ordnen sich in konzentrischen Zonen und liegen dann mit ihrer Längsachse parallel den Begrenzungselementen des Wirtes (Taf. III, Fig. 4). Diesen gesellen sich gern meist farblose, seltener farbige Glaseinschlüsse und gasförmige Einschlüsse, seltener solche von Flüssigkeiten (Capo di Bove, Monte Vulture, Olbrück) zu und auch sie liegen zumeist auf konzentrischen Schalen, was Boeke (24) wohl mit Recht als eine Folge der rhythmischen Ausscheidung von Gasen aus dem Magma auffaßt (Bd. I, 1, Taf. XIII, Fig. 3).

Die Glaseinschlüsse haben wohl (Vesuv) die Formen ihrer Wirte; sie beherbergen gelegentlich mikrolithische Entglasungsprodukte und gehen in vollkommene Schlackeneinschlüsse (Capo di Bove) über (Taf. III, Fig. 5). Bald sind alle Einschlüsse eines Kristalls derselben Art, bald liegen die verschiedensten Arten regellos durcheinander, bald ordnen sie sich so, daß Zonen der verschiedenen Arten miteinander abwechseln. Schwer verständlich ist das Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglicher Libelle in Glaseinschlüssen, welches Zirkel vom Capo di Bove, aus einer Vesuvlava und vom Burgberg bei Rieden angibt. — Sehr selten ist eine radiale Anordnung der Einschlüsse oder ein Wechsel radialer oder zonarer Ordnung in demselben Kristall. Besonders hervorzuheben ist es, daß die Einschlüsse durchaus unbekümmert um die optischen Grenzen in den lamellierten Leucitdurchschnitten eingebettet sind; es spricht das durchaus für die spätere Ausbildung dieser Grenzen im fertigen Kristall. — Sehr kleine Leucitkristalle pflegen von Einschlüssen frei zu sein.

Ebenso wie der Leucit so gern Pyroxenmikrolithe umhüllt, ordnet er sie oft auch in zierlichen Kränzen um sich (Taf. III, Fig. 6); d. h. die Leucitkristalle sind alsdann mit einem Schleier von Pyroxenmikrolithen vollständig umgeben, die in manchen Fällen als Ägirin bestimmt werden konnten.

Durch seine Kontaktverhältnisse von besonderem Interesse ist ein von Weed und Pirsson (31) untersuchtes Vorkommen von Pseudoleucit in Tinguait von Bearpaw Mts. (Montana). Hussak (32) fand Pseudoleucit auch in quarzführenden Gesteinen der Serra de Caldos. Die Leucite sind hier verdrängt durch ein Gemenge von Orthoklas, Nephelin, Eisenspinell und Korund. Ferner sind von Lacroix (33) pseudoleucit-ähnliche Ballen von Anorthoklastafeln, die große Kristalle von Nephelin und Sodalith durchwachsen, aus NW.-Madagaskar beschrieben; auch machte er darauf aufmerksam (34), daß bei der Eruption des Vesuv von

1906 der Leucit namentlich durch Na- und Ca-haltige Minerale ersetzt ist (Sodalith, Nephelin, Mikrosommit), die unter Bildung kleiner Geoden an seine Stelle treten¹⁾. Er ist geneigt, diese Umwandlung namentlich den Dämpfen trockner Alkalien (vor allem Na) zuzuschreiben und sieht in dieser Instabilität des Leucit ihnen gegenüber eine der Ursachen der Unbeständigkeit des Leucit in Tiefengesteinen. Ob auch von Rinne (35) aus Kersantit von Kiautschou beschriebene kuglige Bildungen, die wesentlich aus Plagioklas bestehen, hierher gehören, erscheint zweifelhaft, ebenso ähnliche „Plagioklaseier“, die Beger (36) in Lausitzer Kersantiten beobachtete; man trifft ähnliches auch in manchen Odenwälder Minetten und es ist nicht unwahrscheinlich, daß Leucit aus Alkali-reichen Magmen an Stelle von Glimmer entstehen kann, wenn die Magmen ihr Wasser verlieren. Zambonini (37) sieht in den von ihm aufgefundenen Pseudomorphosen von Leucit (+ etwas Sanidin) nach Nephelin eine Umkehrung der Pseudoleucitbildung, indem K-Silikatlösungen auf Nephelin einwirkten. — In Phonolith von Yukon Territory beobachtete Knight (38) auch Entstehung von Skapolith in anscheinend besonders Na-reichem Leucit.

Die chemischen Entstehungs-Bedingungen für Leucit erörterte Washington (45).

Für pneumatolytischen Ursprungs müssen die Kristalle in den Auswürflingen des Vesuvus und vielleicht auch eines Teiles seiner Aschen gelten (Leucit-Regen von 1855?). Sie zeichnen sich gegenüber den Ausscheidungen der Magmen durch größere Klarheit aus, diese ist vielleicht nur die Folge des Mangels an Einschlüssen, vielleicht aber auch davon, daß ihnen die zahllosen feinen hohlen Kanäle fehlen, die bei der Umwandlung regulär → tetragonal durch die einfachen Schiebungen entstehen. Sollte letzteres zutreffen, so würde für die pneumatolytischen L. eine Entstehungstemperatur < 620° wahrscheinlich werden.

Literatur.

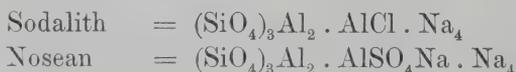
- (1) Großmann, Dissert. Leipzig 1914, S. 44.
- (2) Brewster, Edinburgh phil. Journ. **5**, 218, 1821.
- (3) Biot, Mém. sur la polarisation lamellaire 1841, 669.
- (4) Des Cloizeaux, Nouv. recherches sur les propriétés optiques etc. Paris 1867, S. 513.
- (5) vom Rath, S. B. A. 1872, 1. Aug. Pogg. Ann. Ergzsbd. VI, 198, 1872 und Sitzgsbericht niederrh. Ges. 4. Juni Bonn 1883.
- (6) Mallard, Ann. Min., Paris **10**, 1876.
- (7) C. Klein, Göttinger Nachrichten 1884, Nr. 11, 421 und N. J. B. B. **3**, 522, 1885 und N. J. 1885 II, 234.
- (8) C. Klein, S. B. A. **16**, 290, 1897 und N. J. B. B. **11**, 475, 1898.
- (9) O. Mügge, N. J. B. B. **14**, 279, 1901.

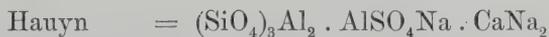
¹⁾ Pseudomorphosen von Nosean + Kalifeldspat nach Leucit beobachtete auch Brauns (N. J. B. B. **46**, 82, 1922 in den Auswürflingen des Laacher-Sees.

- (10) Rinne und Kolb, N. J. 1910, II, 154.
 (11) Bowen, Am. Journ. **43**, 117, 1917.
 (12) C. Klein, N. J. 1884 II, 50.
 (13) Penfield, N. J. 1884 II, 224.
 (14) Rosenbusch, N. J. 1885 II, 59.
 (15) Morey und Bowen, Am. Journ. **4**, 1, 1922; Bowen, Am. Journ. **43**, 117, 1917.
 (16) Johnston-Lavis, Rep. Brit. Ass. 1888, 669 nach Z. X. **19**, 484. 1891.
 (17) Bäckström, Geol. För. Förh. **18**, 155, 1896.
 (18) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 318, 1891.
 (19) Wedding, Z. D. G. G. **10**, 381, 1858.
 (20) vom Rath, Z. D. G. G. **16**, 105, 1864 und **18**, 528 und 580, 1866.
 (21) Zirkel, Pogg. Ann. **131**, 326, 1867 und **136**, 545, 1869; N. J. 1870, 809 und 820.
 (22) Weed und Pirsson, Am. Journ. **152**, S. 145, 146, 1896.
 (23) Sinigallia, N. J. B. B. **7**, 418, 1891.
 (24) Boeke, Grundriß d. phys. chem. Petrographie 1916, S. 254; 2. Aufl. 1923, S. 336.
 (25) Lemberg, Z. D. G. G. **28**, 539, 1876.
 (26) Graeff, N. J. 1887 II, 258.
 (27) J. Francis Williams, The igneous rocks of Arkansas. Little Rock 1890, S. 17, 207, 274.
 (28) Hussak, N. J. 1890 I, 166 und 1892 II, 158.
 (29) E. Geinitz, N. J. 1876, 490.
 (30) Sauer, Erltrg. Sect. Wiesenthal d. geol. Spez.-Karte Königr. Sachsen, Leipzig 1884 und Z. D. G. G. **37**, 453, 1885.
 (31) Weed und Pirsson, Am. Journ. **152**, 197, 1896 und **170**, 35, 1905.
 (32) Hussak, N. J. 1900 I, 22.
 (33) Lacroix, C. R. **132**, 439, 1901.
 (34) Lacroix, Revue gén. d. Sc. Paris, Oct. Nov. 1906.
 (35) Rinne, Z. D. G. G. **56**, 156, 1904.
 (36) Beger, N. J. B. B. **40**, 619, 1916.
 (37) Zambonini, Atti R. Acc. Sc. Torino **53**, 445, 1918, auch Mineralogia Vesuviana 1910, 134 und Appendix, S. 22.
 (38) Knight, Am. Journ. **171**, 286, 1906.
 (39) Hautefeuille, C. R. **90**, 313, 378, 1880.
 (40) Meunier, C. R. **90**, 100, 1880.
 (41) Fouqué und Michel-Lévy, C. R. **77**, 961, 1878; **90**, 698, 1880; Bull. Soc. Min. Fr. **3**, 118, 1880.
 (42) Ch. und G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 129 und 182, 1890.
 (43) Koenigsberger und W. J. Müller, N. J. B. B. **44**, 430, 1921.
 (44) Duboin, Bull. Soc. Min. Fr. **15**, 191, 1892.
 (45) Washington, Journ. of Geol. **15**, 1257, 1907.
 (46) Lacroix, C. R. **163**, 637, 1919.
 (47) A. Bergeat, N. J. 1897, II, 109.

Sodalithgruppe.

Chem. Zus. Unter dieser Bezeichnung werden zusammengefaßt die isomorphen Mineralien:





und ihre Mischungen. Obige von Brögger und Bäckström (1) aufgestellten, von Clarke (2) adoptierten Formeln stehen nicht unbedingt fest. Die Analysen erfahren von anderen Forschern abweichende Deutung, Zambonini (3) fand in grünlichem Sodalith der Auswürflinge des Vesuv bis 2,87 MoO₃; E. Schuster (4) in Nosean der Laacher Auswürflinge (neben teilweisem Ersatz des Na durch K) einen Gehalt von CO₂, nach R. Brauns (5) 1,27%.

Morph. Vorherrschend (110), oft prismatisch nach einer trigonalen Achse; seltener (111) und Kombinationen dieser Formen miteinander; an aufgewachsenen Kristallen auch wohl mit (100), (211). Zwillinge nach dem Spinellgesetz. — Rundliche Körner. — Derbe Massen häufig bei Sodalith und Lasurstein.

Koh. Deutliche Spaltbarkeit nach (110); nur in den sehr kleinen Individuen und in unfrischen treten die Spaltrisse nicht immer hervor. Bruch uneben bis muschlig. — $H. = 5,5$. — $d = 2,28-2,34$ bei Sodalith, $2,27-2,50$ bei Nosean und Hauyn, $2,38-2,45$ bei Lasurstein.

Opt. Glasglanz, bei derben Massen etwas fettig. Farbe sehr wechselnd, wasserhell, grau, gelblich, rosa, rot, grün, blau, schwarz im auffallenden und ebenso in lichterem Nuancen im durchfallenden Lichte. Farbe oft in unregelmäßigen Flecken, Flammen und Streifen, selten in konzentrischen Zonen wechselnd; besonders intensiv an Spalten und Sprüngen, woraus H. Vogelsang (43) auf sekundäre Natur der Färbung schloß, zuweilen auch längs Spalten farblos (Brögger und Bäckström (1, S. 260). Bei manchem Vorkommen bleichen die Farben am Sonnenlicht, ändern sich oder werden bei mäßiger Erwärmung intensiver und nehmen beim Abkühlen oder im Dunkeln den ursprünglichen Ton wieder an, wie Ussing (6) an grönländischen Sodalithen, Holland (7) an solchen von Rajputana beobachtete. Starkes Glühen zerstört die Farben oft vollständig, aber nicht immer. Durch Glühen im Schwefeldampf werden farbloser Nosean und Hauyn blau, zuweilen auch Sodalith. Die Farben rühren teils von dilut verteiltem Pigment her (gelblich, rosa, blau)¹⁾, teils von kristallinen Einschlüssen (Ägirin, Biotit, Hämatit, Ilmenit).

Schwach grünlicher Nosean vom Laacher See wurde nach Brauns und Uhlig (31) über 1 mg Radiumbromid blauschwarz bis schwarz. Schwache Brechung:

¹⁾ Nach Doelter (S. W. A. I, 124, 37, 1915) kolloider Schwefel.

- $n_{na} = 1,4827$ am blauen Sodalith von Tiahuanaco. Bolivien. K. Feußner (8).
 1,4827 am farblosen Sodalith vom Vesuv. Derselbe (8).
 1,4858 am " " " " v. Tchichatcheff.
 1,4832 am " " von Albano. Zambonini (9).
 1,4868 am Hackmanit des Lujaur Urt. Halbinsel Kola.
 Leonh. H. Borgström (10).
 1,483 am farblosen Sodalith von Monte Santo. P. Franco (11).
 1,4834 am blauen Sodalith von Ditró. K. Zimanyi (12).
 1,4905 am grünen Sodalith der Somma mit 2,87% MoO_3 nach
 Zambonini (3).
 1,4950 am Nosean vom Laacher See. Derselbe.
 1,5027 am Hauyn von Latium. Derselbe.
 1,4961 am blauen Hauyn von Niedermendig. F. Tchichatcheff.
 1,4975 am Hauyn von Albano. Zambonini (9).
 1,5014 am blaßmeergrünen Hauyn von Albano. Zimanyi (12).
 1,5038 am blaßgrünen Hauyn von Albano. Derselbe.

Die Brechung nimmt also zu mit dem Ca-Gehalt, wie auch Gaubert (13) fand. Einen besonders kleinen Wert (1,4576) ermittelte Lacroix (14) für einen Kristall von Vensac (Cantal) mit 3,12 CaO neben 26,70 Na_2O , 7,63 SO_3 , 0,40 Cl, 3,20 H_2O und der Dichte 2,27.

Dispersion nach Feussner (8) an dem von Bamberger (das.) analysierten Sodalith von Tiahuanaco der Zusammensetzung $4 NaAlSiO_4 \cdot NaCl$:

$$Li = 1,4796, Na = 1,4827, Tl = 1,4855, violett = 1,496.$$

Anomale Doppelbrechung ist selten. Sie findet sich besonders in der unmittelbaren Umgebung von Einschlüssen, zumal von Gaseinschlüssen oder an Klüften und Spalten. Um die Gaseinschlüsse erscheint dann im parallelen polarisierten Lichte bei gekreuzten Nicols das sog. Brewstersche Kreuz mit 4 hellen Quadranten. Die Einschaltung eines Gipsblättchens läßt erkennen, daß radial zum Einschluß die Elastizität größer ist, als tangential zu demselben. Seltener zeigt sich eine sehr schwache Doppelbrechung, auch wohl verbunden mit Pleochroismus zwischen himmelblau und farblos nach Brögger und Bäckström (1); nur sehr selten zeigt sich dabei Felderteilung wie im Rhombendodekaedertypus des Granats. Aufgewachsene Kristalle vom Vesuv, eingewachsene vom Laacher See und Niedermendig haben solche optischen Anomalien, ebenso manche Vorkommen von Hauyn und Lasurstein (Brauns, 15). — Nach den Untersuchungen von Liebisch (16) scheint die starke Fluoreszenz mancher Glieder dieser Familie im ultravioletten Licht geeignet, sie im Gemenge mit andern Mineralien zu erkennen.

Phys.-Chem. Alle Glieder der Sodalithgruppe schmelzen v. d. L. unter Bleichung und Entfärbung, zugleich auch wohl Zersetzung, daher Schmelztemperatur unbekannt. Sie werden alle von Salzsäure oder Salpetersäure teils unter Ausscheidung gallertiger Kieselsäure (Nosean, Hauyn, Lasurstein) zersetzt, teils klar gelöst (Sodalith). Aus der Lösung scheidet sich beim Stehen Kieselgallerte ab. Auch im Dünnschliff gelatinieren sie leicht, Sodalith schon mit Essigsäure. Beim Eintrocknen der am besten vom Dünnschliff vermittels Kapillarpipetten abgehobenen Lösung des Sodalithes in Salpetersäure scheiden sich reichlich Würfel von NaCl, beim Eintrocknen der salzsauren Lösung von Hauyn reichlich, bei der von Nosean spärlich Kriställchen von Gips ab (17). — Beim Betupfen eines sodalithhaltigen Dünnschliffs mit einem Tropfen schwach sauren Bleiacetats oder Bleinitrats bilden sich alsbald auf dem Sodalith die stark doppelbrechenden flachen Nadeln von Bleichlorid, wie Fr. Graeff (18) angibt. — Bedeckt man einen sodalith- oder noseanhaltenden Dünnschliff mit einem Tropfen verdünnter Essigsäure, dem etwas BaCl_2 -Lösung zugesetzt wurde und läßt, um volle Verdunstung zu verhindern, den Schliff und ein Uhrglas mit der Reagenzflüssigkeit unter einer Glasglocke stehen, so bleibt der Sodalith klar und zeigt Ätzfiguren, der Nosean überzieht sich mit einer Haut von BaSO_4 -Kriställchen und wird undurchsichtig nach Osann (19). — Lasurstein entwickelt bei Behandlung mit Salzsäure Schwefelwasserstoff. — Beim Eintauchen in zwölfprozentige Salzsäure erhielten W. C. Brögger und H. Bäckström (1) auf vesuvischen Sodalithkristallen auf sämtlichen Flächen von (110) dreiseitige Ätzfiguren, die nur nach der auf der geätzten Fläche senkrechten Fläche von (110) symmetrisch waren. Danach wäre der Sodalith geneigtflächig hemiedrisch.

Umwandlung. Der Sodalith der Tiefengesteine wandelt sich ebenso wie der Nosean und Hauyn der Ergußgesteine vorwiegend in zeolithische Aggregate von Natrolith um. So entstehen die als Spreustein bekannten Pseudomorphosen, wie Brögger im Langesund und Ussing in Grönland nachwiesen z. T. aus Sodalith. Diaspor, Hydrargillit und Hydronephelit treten dabei öfter als spärliche Nebenprodukte auf und eine Infiltration von Karbonaten und Eisenoxyden auf den Spalt-rissen ist recht verbreitet. — Ganz der gleiche Vorgang vollzieht sich bei den Hauynen und Noseanen. Grünliche bis gelbliche, büschelförmig geordnete Fasern dringen von Klüften und von dem Rande her, oft auch von größeren Einschlüssen ausgehend, in die klare Mineralsubstanz ein. Zuzufolge der Anisotropie der zeolithischen Fasern erscheinen dieselben zwischen gekreuzten Nicols hellfarbig auf dem dunklen Untergrunde der isotropen Hauynsubstanz. Nach Vollendung der Umwandlung besteht dann der ganze Durchschnitt aus Faserbüscheln, die von verschiedenen

Punkten her ausstrahlend, in regellosen Flächen aneinander abstoßen. Man hat die Erscheinung bei gekreuzten Nicols nicht unpassend mit den Eisblumenfeldern einer Glasscheibe verglichen. Die trübe Färbung dieser Natrolithaggregate ist nicht immer durch ein Pigment bedingt, sondern oft nur eine Folge ihrer außerordentlich feinfaserigen Aggregation. — Daß neben oder statt Natrolith bei den kalkreichen Hauynen auch andere Zeolithe entstehen, besonders Stilbit und Chabasit, ist teils nach dem mikroskopischen Habitus, teils nach dem makroskopischen Auftreten dieser Mineralien in Hauyn-reichen Gesteinen sehr wahrscheinlich; der direkte Nachweis ist indessen bisher nicht gegeben. Oft aber scheidet sich bei der Umwandlung in Natrolith der Kalkgehalt des Mutterminerals in Form von Calcit aus, wie dieses besonders die Hauyne der Hegau-phonolithe sehr deutlich erkennen lassen. Zeolithisierte Hauyne werden durch Glühen infolge des Wasserverlustes trübe. — Bei dem Sodalith beschreibt Ussing auch die Umwandlung in Analcim, der durch seine Spaltung nach dem Würfel und die häufige anomale Doppelbrechung sich vom Sodalith unterscheidet. — Beide Vorgänge verlangen die Zufuhr von Kieselsäure, was auf Mitwirkung von heißem Wasser, also auf die Thermalperiode der Gesteinsgeschichte deutet. — Dagegen scheint die eigentliche Verwitterung zu der Bildung sehr dichter, steinmark-ähnlicher und oft von Limonit oder Goethit gefärbter Pseudomorphosen von sehr geringer Härte zu führen.

G. vom Rath (35) beobachtete an den natronreichen Hauynen (Noseanen) der Leucitophyre des niederrheinischen Vulkangebietes, daß dieselben gegen die übrigen Gesteinsgemengteile meistens durch einen verhältnismäßig breiten opaken Rand von blauschwarzer oder braunschwarzer Farbe im auffallenden Lichte sich abgrenzen (Bd. I, 1, Taf. XIII, Fig. 6), welcher beim Herauslösen der Kriställchen aus dem Gestein in diesem sitzen bleibt, während der hellere Kern derselben sich mit scharfer kristallographischer Begrenzung abtrennt. Diese auch unter dem Mikroskop sehr wenig lichtdurchlässige, braune bis gelbbraune äußere Schale geht meist ziemlich abrupt, nicht durch allmähliche Abstufungen in eine hellere Zone über, die nun ihrerseits einen der äußeren Umrandung ganz analogen dunklen Kern umschließt. Die kleineren Individuen pflegen in solchen Fällen durch und durch opak zu sein; auch findet man statt der opaken äußeren Schale, allerdings seltener, eine helle und es ist dann der Kern des Kristalls opak.

Diese Trübungen und Schwärzungen (Fig. 9) beruhen vielleicht auf einer Entmischung der in dem Nosean usw. in kleiner Menge kristallin gelösten Eisenverbindungen, welche vor sich ging, als die Temperatur wieder nahe bis zur Wiederauflösung gestiegen war, denn die schwarzen

Ränder folgen den korrodierten Umrissen der Kristalle, ihren schlauchförmigen Einbuchtungen usw. Jedenfalls geht daraus, wie Esch (36) betont, hervor, daß sie nicht auf einer Anordnung von Einschlüssen beruhen, die älter sind, als der Kristall. Manchmal (Mte. Vulture bei Melfi) ist übrigens deutlich zu sehen, daß die Streifen, in denen solche Einschlüsse geordnet sind, sich nicht rahmenartig umschließen, sondern durchkreuzen, also nicht etwa Anwachszone nach (110) entsprechen.

Auf solche Entmischungsvorgänge deuten auch die hellen Kristallisationshöfe um Einschlüsse von Magnetkies, welche Brauns und Uhlig (31) schön abbilden.

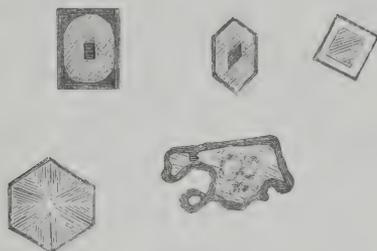


Fig. 9.

Künstliche Darstellung. Bei unveröffentlichten Versuchen erhielt O. Mügge Sodalith, als er Nephelimpulver in einem Überschuß von geschmolzenem NaCl längere Zeit unter Ersatz des verdampfenden NaCl gelöst erhielt. Wird die Schmelze mit Wasser gelöst, bis eine Reaktion des Waschwassers auf Cl nicht mehr eintritt, so besteht der Rest aus einem sehr feinen farblosen Pulver, in welchem bei starker Vergrößerung neben herrschenden rundlichen Körnern auch Würfelchen zum Teil in Kombination mit (110) sich finden. Körner und Kriställchen sind isotrop, haben $d = 2,31$ bis $2,33$, lösen sich leicht in HNO_3 , schwerer in konzentrierter Essigsäure. Die Lösung reagiert stark auf Cl. Eine unvollständige Analyse ergab $\text{SiO}_2 = 36,04$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 33,21$, $\text{Cl} = 6,83$. — Ch. und G. Friedel (40) stellten Sodalith durch Einwirkung von NaOH und NaCl auf Kaliglimmer im geschlossenen Rohr bei etwa 500°C dar. Die erhaltenen Kristalle haben ganz die Formen der Müggeschen Darstellungen, welche sieben Jahre früher ausgeführt wurden. — J. Morozewicz (41) wiederholte den Müggeschen Versuch mit gleichem Erfolge und erhielt ebenso Sodalith in Kriställchen, als er statt des Eläolithes ein Gemenge von 79,7 Teilen Kaolin und 21,2 Teilen Soda anwandte. — Analog erhielt derselbe Noseankriställchen unter dem Einfluß von geschmolzenem Natriumsulfat auf ein Gemenge von Kaolin

und Soda, und zum Teil blaue Hauynkristalle, wenn er statt Soda kohlen-sauren Kalk und statt Natriumsulfat Calciumsulfat anwandte. — Ebenso gelang ihm die Kristallisation des Hauyns aus einem künstlichen Silikat-magma von der Zusammensetzung des Hauynophyrs von Melfi. — Hexagonale Kriställchen von Nosean-ähnlicher Zusammensetzung, aber mit zwei Molekülen Wasser, und Rhombendodekaeder von der Zusammen-setzung des Noseans, aber mit einem Molekül Wasser erhielten Ch. und G. Friedel (42) durch Einwirkung von Soda und Natriumsulfat auf Kaliglimmer im geschlossenen Rohr.

Vork. Der Sodalith ist ein häufiger Übergengenteil in den Eläolithsyeniten und Alkalisyeniten, aus denen ihn van Werveke (24) von Südportugal, V. Goldschmidt (25) von Pouzac, Graeff (18) von Rio de Janeiro, Brögger (20) von Südnorwegen, A. Koch (21) von Ditró, J. F. Williams (22) von Arkansas, Wilh. Ramsay und Hackman (23) von Kola, Ussing (6) von Grönland, Lacroix (44) im Nephelinsyenit von Montreal beschrieben haben. Daß er in diesen Ge-steinen ein alter und idiomorpher Gemengteil sei, wurde zuerst von Rosenbusch (dies Buch II, 1877, 205) festgestellt. Sein Idiomorphis-mus steht in einer gewissen Beziehung zu seiner Menge und nimmt an-scheinend mit dieser ab. Seine Bildung ist oft vor Beginn der Feldspat-bildung abgeschlossen und geht auch der der Alkali-Pyroxene und -Amphibole voraus; in anderen Fällen beweist sein Auftreten in den Zwickeln zwischen den Feldspaten, daß er zum Teil jünger ist, als diese. — Er bildet zusammen mit Pyroxenen die Tawite¹⁾ der Halbinsel Kola (23 und 26) und fast für sich allein den von Steenstrup aufgefundenen Sodalithfels von Kumerngit in Grönland. Auch den Theralithen (27) fehlt er nicht. In einzelnen Eläolithsyeniten und Pegmatiten (Ditró, Süd-norwegen) bildet er auch unregelmäßige oder plattenförmige derbe Massen und Trümer, die vielleicht nicht primär sind. So erscheint er auch in den Nephelinsyeniten von Ostontario, aber nach Adams und Barlow (28) nicht nur in mikroskopischen Trümmern, sondern auch in Massen bis zu mehreren hundert Fuß Ausdehnung mit tiefblauer, aber schnell aus-bleichender Farbe. — Für manche derbe, nicht spaltbare, öfters kon-zentrisch struierte und Chalcedon-ähnliche Sodalithe der Gänge des Langesund wies Brögger (20) die sekundäre Entstehung aus Nephelin

¹⁾ Das Sodalithmineral der Tawite des Lujaur Urt auf Kola entwickelt mit Säuren Schwefelwasserstoff und enthält nach Leonb. H. Borgström's (10) Analyse SiO_2 36,99, Al_2O_3 31,77, Fe_2O_3 0,17, CaO 0,05, Na_2O 25,84, K_2O 0,16, Cl 6,44, S 0,39, S^a 101,81, nach Abzug des für Cl und S äquivalenten $\text{O} = 100,17$. Schwefelsäure ist nicht vor-handen. Im frischen Bruch rötlichviolett, am Licht rasch ausbleichend. Wegen der Beimischung des Ultramarinmoleküls nennt Borgström diesen Sodalith Hackmanit.

nach. Nach Foye (29) ist auch in den Nephelinsyeniten vom Ice River, Brit. Col. deutlich zu sehen, wie der Sodalith durch das Eindringen pneumatolytischer Agentien in den Nephelin auf mannigfaltig verzweigten Wegen entstanden ist. Ebenso ist im Nephelinpegmatit von Haliburton Co., Ontario, der Nephelin durch Sodalith ersetzt.

In allen diesen Tiefengesteinen umschließt der primäre Sodalith oft sehr reichlich und dann gern in zentraler Häufung die mit ihm vergesellschafteten Erze, den Apatit, Mikrolithe der Pyroxen-, Amphibol- und Glimmermineralien, zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse und solche von Gasen. Aus der häufigen Anordnung dieser ungefähr parallel den Spaltflächen möchte Ussing auf sekundäre Natur schließen, ohne indes allgemein die primäre Entstehung zu leugnen. — Ausschließlich in idiomorpher Ausbildung erscheint der Sodalith in den tinguaitschen Ganggesteinen, sowie in den trachytischen und phonolitischen Ergußgesteinen. Hier wies besonders Gerh. vom Rath (30) seine weite Verbreitung in den Trachyten der Insel Ischia und der phlegräischen Felder nach. In den eigentlichen Phonolithen ist er wenig verbreitet. Man kennt ihn in solchen des nördlichen Afrika und des Cantal. In allen porphyrischen Gang- und Ergußgesteinen gehört er der intratellurischen Generation an und ist älter als der Feldspat. Einschlüsse sind spärlich und bestehen aus Augitmikrolithen, Flüssigkeiten und Glaseinschlüssen.

Hauyn und Nosean in idealer Reinheit sind unbekannte Endglieder einer Reihe von isomorphen Mischungen. In angenäherter Reinheit beschrieb und analysierte C. Doelter (45) den Nosean vom Vulkan Sideirão auf den Inseln des Grünen Vorgebirges. Auch das Sodalithmolekül tritt darin in weiter Verbreitung und wechselnder Menge auf. Hauyn und Nosean sind spärlich in den Tiefengesteinen der foyaitischen und theralithischen Magmen nachgewiesen, so von A. Osann (19) im Ääolithsyenit von Montreal in Canada und von J. E. Wolff (27) im Theralith der Crazy Mountains. — Aus den Auswürflingen des Laacher Sees sind nach den Angaben vom Rath's, die Brauns und Uhlig (31) bestätigten, nur diese beiden Glieder der Sodalithgruppe bekannt.

Ihre Hauptverbreitung haben Hauyn und Nosean aber in den Ergußformen der foyaitischen und theralithischen Magmen, in Phonolithen, Leucitophyren, Trachydoleriten, Tephriten und Basaniten, Leucit- und Nephelinstein und Limburgiten. Sie gehören der intratellurischen Periode dieser Gesteine an und sind älter als der Leucit und der Feldspat; daher finden sie sich auch in den holokristallinen Auswürflingen der Vulkane (32). Dadurch, daß sie die Leucite und Nepheline der genannten Gesteine verdrängen (Oberbergen am Kaiserstuhl, Neudorf im Erzgebirge, Melfi (33) in der Basilikata) entstehen die sog. Hauynophyre. Selten

auch aufgewachsen in den Hohlräumen der Ergußgesteine, z. B. in den Phonolithen Nordböhmens nach Blumrich (34).

Die Mikrostruktur von Hauyn und Sodalith ist eine überaus wechselnde; als ziemlich allen Vorkommnissen gemeinsam kann man den Einschlußreichtum anführen. Unter den Einschlüssen treten die mit ihnen assoziierten älteren Gemengteile, von Eisenerzen abgesehen, nur recht selten auf. Besonders pflegen die in den nahe verwandten Begleitmineralien Leucit und Nephelin so häufigen Augiteinschlüsse vollständig in den Hintergrund zu treten oder ganz zu fehlen. Gas- und Glaseinschlüsse herrschen, Flüssigkeitseinschlüsse in größerer Anzahl und oft sehr bizarren Formen sind mehr auf einzelne Lokalitäten (Niedermendig) beschränkt. Dazu gesellen sich mikrolithische Einschlüsse. Alle diese fremden Beimengungen, zumal die erstgenannten, sind zumeist gleichzeitig vorhanden und bald in regelloser Weise durch die Mineralsubstanz verbreitet, bald aber, besonders wenn ihre Quantität eine ansehnliche ist, regelmäßig geordnet. Sie häufen sich dann bald zentral, bald peripherisch, bald sind sie in konzentrischen Schalen angereichert und zwar so, daß öfters einschlußarme und einschlußreiche, als einschlußfreie und einschlußreiche Zonen wechseln. Dabei sind innerhalb der einschlußreichen Partien die Einschlüsse sehr oft wieder linear geordnet. Die Durchschnitte nach (100) und (110) lassen dann zwei sich rechtwinklig kreuzende Strichsysteme wahrnehmen, während in den Schnitten parallel (111) drei sich unter 60° schneidende Strichsysteme auftreten, welche senkrecht zu den Seiten der dreieckigen Durchschnitte, parallel den Eckendiagonalen der hexagonalen Durchschnitte liegen (Fig. 9, S. 71). Die Glas- und Gaseinschlüsse sind oft unendlich klein, erreichen aber gelegentlich auch größere Dimensionen und lassen dann oft die Kristallform ihres Wirtes erkennen. — Unter den mikrolithischen Einschlüssen sind hexagonale, oft nach einer Nebenachse stark verlängerte, auch wohl unregelmäßig gelappte Blättchen von Eisenglanz oder Ilmenit am häufigsten, welche je nach ihrer Dicke mit metallischem Glanz undurchsichtig, oder rotbraun, rot und graugelb durchsichtig sind ohne metallischen Glanz. Gar nicht selten zeigt dasselbe Blättchen bei lokal wechselnder Dicke diese Farben nebeneinander.

Im allgemeinen sind auch diese Blättchen untereinander und parallel den Spaltrissen von (110) eingelagert. Es ist wohl möglich, daß sie sekundäre Ausscheidungen, etwa Entmischungsprodukte sind. — R. Brauns und Uhlig (31) vermuten in den undurchsichtigen, zum Teil sechsseitigen Einschlüssen des Nosean vom Laacher See Magnetkies¹⁾; Magnetit als Einschluß wies Osann (19) nach.

¹⁾ Wofür schon van Werveke (37) jene im Ittnerit erklärt hatte.

Die als Ittnerit und Skolopsit vom Kaiserstuhl i. B. bekannten Minerale finden sich in Einschluß-artig aussehenden bis über faustgroßen Körnern in einem aus Sanidin, Nephelin, Hauyn, Magnetit, Augit, Leucit und Melanit bestehenden, hie und da auch wohl Amphibol-führenden Ganggestein am S.W.-Fuß des Badberges bei Oberbergen.

Der Ittnerit ist aschgrau bis blaugrau, deutlich spaltbar nach (110), der Skolopsit lichtgrau bis fleischrot, nicht spaltbar, sondern splittrig brechend. H. Fischer (38) hatte schon früh die Identität der beiden Substanzen vermutet und war geneigt, sie auf Grund ihrer Mikrostruktur zum Sodalith zu stellen. Verf. wies die Übereinstimmung ihrer Mikrostruktur und ihrer Einschlüsse mit denen des Hauyns nach, und L. van Werveke (37) beseitigte durch eine neue chemische und mikroskopische Untersuchung jeden Zweifel an der Zusammengehörigkeit dieser Mineralien mit dem Hauyn.

Daß der Ittnerit, von welchem die mineralogische Sammlung in Freiburg einen prächtigen großen Kristall, der Form (110), besitzt, einen integrierenden Gemengteil des Gesteins bilde, ergibt sich aus der von van Werveke zuerst gemachten Beobachtung, daß er sich mit kristallographischen Umrissen gegen die begleitenden Gemengteile oft deutlich abgrenzt. — Die gleiche Erscheinung läßt sich an dem selteneren Skolopsit beobachten, welcher dadurch ein hohes Interesse gewinnt, daß alle vom Verf. untersuchten Proben prismatische Kriställchen eines schön blauen Sapphirs umschließen, der bei früheren Untersuchungen übersehen wurde. — Das Verhalten der Ittnerit- und Skolopsit-haltigen Partien im Phonolith des Badberges bei Oberbergen macht es wahrscheinlich, daß auch in ihnen ältere Ausscheidungen des Magmas vorliegen.

Die Lasursteine sind nach H. Fischer (38) Gemenge, deren blaue Farbe einer isotropen Substanz angehört, die W. C. Brögger und Bäckström (1) Lasurit nannten und die nach ihnen ein isomorphes Gemisch von viel Hauyn mit etwa 7% Sodalith und 16% Ultramarin ist. — Als Hauptgemengteile der von ihnen mikroskopisch studierten zentralasiatischen Lasursteine, zumal aus der Gegend des Baikalsees, nennen sie: Lasurit oder Hauyn, einen fast absolut eisenfreien Diopsid, eine farblose Hornblende (Kokscharowit), ein Muscovit-ähnliches Glimmermineral, Calcit und Pyrit, neben denen nur untergeordnet oder lokal Skapolith, Plagioklas, Orthoklas, Apatit, Titanit, Zirkon und ein unbekanntes, optisch positives, einachsiges (?) Mineral beobachtet wurden. Aus der Struktur der Lasursteine, sowie aus der Diskussion der allerdings spärlichen Nachrichten über ihre geologischen Beziehungen schließen sie, daß diese in die Klasse der Kalksilikathornfelse gehören, auch für die Vorkommen in Chile und vom Vesuv scheint dies der Fall zu sein.

Nach Scheumann (39) enthält auch der Polzenit neben oder statt Hauyn und Sodalith in den dunklen Typen Lasurstein.

Literatur.

- (1) Brögger und Bäckström, Z. X. **18**, 209 und 253, 1891.
- (2) Clarke, U. S. Geol. Surv. Bull. **125**, 22, 1895.
- (3) Zambonini, Mem. R. Acc. sc. fis. e mat. Napoli (2) **14**, 1909.
- (4) E. Schuster, N. J. B. B. **43**, 310, 1909.
- (5) R. Brauns, N. J. B. B. **41**, 73, 1917.
- (6) Ussing, Meddelelser om Grönland XIV. Kopenhagen 1894.
- (7) Holland, Geol. Mag. (5) **3**, 519, 1906.
- (8) Feußner, Z. X. **5**, 580, 1881.
- (9) Zambonini, Z. X. **37**, 372, 1903.
- (10) L. H. Borgström, Geol. För. Förh. **23**, 563, 1901.
- (11) Franco, Z. X. **25**, 332, 1896.
- (12) Zimanyi, Die Hauptbrechungsexponenten der wichtigeren gesteinsbild. Min. bei Na-Licht, Berlin-Budapest 1893, 199. Z. X. **22**, 328, 1894.
- (13) Gaubert, Bull. Soc. Min. Fr. **28**, 184, 1905.
- (14) Laeroix, Minéralogie de la France IV, 755.
- (15) R. Brauns, N. J. 1899 I, 84.
- (16) Liebisch, S. B. A. 7. März 1912, S. 229.
- (17) Sauer, Zeitschr. f. d. ges. Natw. **47**, 1876.
- (18) Graeff, N. J. 1887 II, 222, 230.
- (19) Osann, N. J. 1892 I, 224.
- (20) Brögger, Z. X. **16**, 177, 1890 und die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristiania-gebiet und auf Eker 1882, S. 268.
- (21) A. Koch, N. J. B. B. 1881, **1**, 149.
- (22) J. Francis Williams, The igneous rocks of Arkansas. Little Rock 1891.
- (23) W. Ramsay und Hackman, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia **11**, 2, 1894.
- (24) van Werveke, N. J. 1880 II, 141.
- (25) V. Goldschmidt, N. J. B. B. **1**, 219, 1881.
- (26) W. Ramsay und Hackman, Geol. För. Förh. **23**, 563, 1901.
- (27) J. E. Wolff, Notes on the geol. of the Crazy Mountains. Northern Transcontinental Survey 1885.
- (28) Adams und Barlow, Trans. Roy. Soc. Canada (3) **2**, 15, 1909.
- (29) Foye, Am. Journ. (4) **40**, 413, 1915.
- (30) vom Rath, Z. D. G. G. **18**, 620, 1866.
- (31) R. Brauns und Uhlig, N. J. B. B. **35**, 121 und 167, 1921. Taf. XI, Fig. 2.
- (32) Doelter, Die Vulkane der Capverden. Graz 1882.
- (33) Zirkel, N. J. 1870, 818.
- (34) Blumrich, T. M. P. M. **13**, 481, 1892.
- (35) vom Rath, Z. D. G. G. **12**, 29, 1860; **14**, 663, 1862; **16**, 73, 1864.
- (36) Esch, S. B. A. 28. Febr. 1903, S. 13.
- (37) van Werveke, N. J. 1880 II, 264.
- (38) H. Fischer, N. J. 1869, 345 und Kritische mikr.-min. Stud. Freiburg i. B. 1869, S. 36, 40, 58.
- (39) Scheumann, Centralbl. 1922, 495.

- (40) Ch. und G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 183, 1890.
 (41) Morozewicz, T. M. P. M. **18**, 128, 182, 1898 und N. J. 1892 II, 139, cf. auch N. J. 1893 II, 43.
 (42) Ch. und G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 238, 1890 und **14**, 69, 1891.
 (43) Vogelsang, Kon. Ak. Wet. Amsterdam **7**, 2, 1873.
 (44) Lacroix, Bull. Soc. Géol. Fr. (3) **18**, 516, 1890.
 (45) Doelter, T. M. P. M. **4**, 461, 1882.

Analcim.

Chem. Zus. $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + \text{H}_2\text{O}$; neben Na auch wenig K. Foote und Bradley (1) fanden, daß $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$ zwar stets fast genau 1:1 ist, $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O}$ und $\text{H}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ dagegen stets etwas größer als obiger Formel entspricht, nämlich $1 \text{Na}_2\text{O} : 4,16$ bis $4,82 \text{SiO}_2$ und $1 \text{Na}_2\text{O} : 2,12$ bis $2,53 \text{H}_2\text{O}$. Der Gehalt an Wasser schwankt aber mit dem Dampfdruck des umgebenden Mediums, namentlich bei Temperaturen über 100° . Das Wasser kann nach den Versuchen von G. Friedel (2) zum Teil durch NH_3 ersetzt werden, und zwar, wie Friedel besonders betonte, ohne daß die Homogenität der kristallinen Phase aufhört. — Das Maximum der selektiven Absorption des Wassers im Ultrarot ist im entgegengesetzten Sinne als dies bei Salzhydraten der Fall zu sein pflegt (nämlich nach kürzeren Wellenlängen) gegenüber freiem H_2O verschoben [nach Käthe Brieger (3)].

Morph. (211) allein oder mit (001); selten (110). In Drusen derbe Massen mit einzelnen Kristallflächen; in der eigentlichen Gesteinsmasse ohne solche, Hohlräume völlig füllend. Pseudomorphosen nach Leuzit, Nephelin, Sodalith.

Koh. Gute Spaltbarkeit \parallel (001), auch im Dünnschliff zuweilen erkennbar. — $H = 5,5$. — $d = 2,15$ — $2,18$; nach Foote und Bradley (1) $d = 2,219$ — $2,260$.

Opt. Glasglanz. Wasserhell, weiß, auch rötlich durch Einschlüsse von Hämatitblättchen und Körnchen. Farblos durchsichtig. Brechungsvermögen niedrig.

Am Analcim der Scogli dei Ciclopi $n_{\text{rot}} = 1,4874$. Des Cloizeaux (4).

An demselben $n_{\text{na}} = 1,4881$. Zimanyi (5).

Am Analcim der Kerguelen $n_{\text{na}} = 1,4861$. „

Die bei den aufgewachsenen Analcimen sehr verbreiteten optischen Anomalien sind bei den eingewachsenen verhältnismäßig selten wahrnehmbar, wenn man die Untersuchung nicht in empfindlichen Farbtönen anstellt. Dabei sind die optisch aktiven Stellen meist wenig scharf voneinander abgegrenzt und das Gesetz ihrer kristallonomischen Ver-

teilung tritt wenig präzis hervor. Die zuerst von Brewster beobachtete Doppelbrechung des Analcims ist in den letzten Jahrzehnten besonders von E. Mallard (6), A. Ben Saude (7), C. Klein (8), S. L. Penfield (9), W. C. Brögger (10), C. Stadtländer (11), G. Friedel (2) weiter geführt.

Diese und andere Beobachtungen ergaben, daß bei Dünnschliffen von Analcim zwischen gekreuzten Nicols eine Felderteilung, beziehungsweise eine zwillingsartige Lamellierung auftritt, welche große Analogie mit den Verhältnissen erkennen läßt, die den ikositetraëdrischen Typus am Granat charakterisieren. Es liegt demnach mit großer Wahrscheinlichkeit eine Spannungsdoppelbrechung vor; Ben Saude vermochte daher auch die optischen Anomalien des Analcims in vollständigster Weise künstlich an Gelatine nachzuahmen, welche er in Hohlformen des Oktaeders, Würfels, Rhombendodekaeders und Ikositetraeders eintrocknen ließ. Das Gesetz für die Verteilung der Doppelbrechung war bei Analcim und den Gelatine-Nachbildungen das folgende: Die Verteilung der doppelbrechenden Felder entspricht den Grenzen der zu den Kristallflächen konstruiert gedachten Anwachsipyramiden. Brögger (10) erkannte an den Analcimkristallen der Augitsyenite des Langesund, daß die Einwirkung der äußeren Kristallfläche auf die Verteilung der optischen Elastizität sich auf die peripherischen Teile der Kristalle beschränkte, während in deren inneren Teilen eine herrschende Zwillingslamellierung nach (001), eine untergeordnete nach (110) sich zeigte. Penfield (9) fand die Doppelbrechung bei den Analcimen von Phoenix Mine abhängig von dem zentralen Kern der Kristalle. — Eine gelinde Erwärmung im Wasser- oder Paraffinbade vermindert nach A. Merian (12) die Doppelbrechung merklich; nach C. Klein (8) wird sie gleich Null bei stärkerer Erhitzung [nach Stadtländer (11) bei 240—250°] in einer Wasserdampf-Atmosphäre¹⁾, während nach G. Friedel (2) Kristalle von San Cristobal auch nach 15-stündigem Erhitzen mit Wasser auf 500° noch (? wieder) doppelbrechend waren. Auch im geschlossenen Rohr längere Zeit auf 180° erhitzte Platten || (001) wurden nach Friedel dabei nicht isotrop, sondern zeigten ein quadratisches Mittelfeld senkrecht zu einer negativen optischen Achse und vier, ungefähr längs den Würfeldiagonalen sich abgrenzende randliche Felder mit der Doppelbrechung 0,00032. Friedel nimmt an, daß die durch den Wasserverlust in der Richtung senkrecht zur optischen Achse eines jeden der quadratischen (nach ihm dem Leucit vergleichbaren) Kristalle bewirkte relative Kontraktion eine

¹⁾ Wie Klein später (N. J. B. B. 11, 516, 1897.) gegenüber den Angaben von Friedel hinzufügte, folgt daraus nicht, daß er nach der Abkühlung noch isotrop ist.

andere ist als in den übrigen Richtungen, daher die drei Individuen bei Änderung des Wassergehaltes gepreßt und gezerrt werden, sodaß die Doppelbrechung bei vollständiger Entwässerung auf 0,002 steigt. — Die durch Erhitzen unter Wasserverlust entstandene Doppelbrechung kann zuweilen zur Erkennung des Analcim dienen. — Fast alle Beobachter stellten eine leichte Trennbarkeit der untersuchten Platten an ihren optischen Grenzen fest.

Daß der Eudnophit Weibye von Laaven Analcim sei, wies Brögger nach. Derselbe zeigt neben vollkommen isotropen Partien meist eine plagioklasähnliche Zwillingslamellierung, wobei die nach der jeweiligen Schliiflage unter verschiedenen Winkeln gekreuzten Lamellen sich herrschend nach den Würfelflächen, untergeordnet nach denen des Rhombendodekaeders geordnet zeigen. Interessant ist ihre Abhängigkeit von Spaltrissen nach (100) und die Tatsache, daß Brögger immer die größte optische Elastizität der anisotropen Streifen parallel ihrer Längsrichtung liegend fand, mochte ihre Orientierung sonst sein, welche sie wollte.

Phys.-Chem. Durch alle Mineralsäuren auch im Schliff leicht zersetzbar unter Abscheidung von Kieselgel. Durch starkes Erhitzen wird Analcim trübe (event. Unterschied von Leucit!) und erfährt eine relative (mit Rücksicht auf den Wasserverlust) Kontraktion bis zu 14,3%, sodaß seine Dichte fast gleich der von Leucit wird [nach G. Friedel (2)].

Künstl. Darst. A. entsteht nach A. de Schultén (20) durch Erhitzung von Natronlauge oder Natriumsilikaten in zugeschmolzenen Röhren eines tonerhaltigen Glases bei 180°—190° während 18 Stunden. Die sehr scharfen Kriställchen (211), besitzen die Doppelbrechung der natürlichen Analcime. Später (22) stellte derselbe den Analcim dadurch in Kristallen der Formen (211) und (100) für sich allein oder in Kombination dar, daß er Natriumsilikat und Natriumaluminat in den der Zusammensetzung des Analcims entsprechenden äquivalenten Mengen und bei Gegenwart von Kalkwasser in hermetisch geschlossenen Kupferröhren 17 Stunden lang auf 180° C erhitzte. Die so erzeugten Kristalle waren durchaus isotrop. Die Form (211) bildete sich aus sehr konzentrierten und sehr alkalischen Lösungen; anderenfalls entstand (100) ohne oder mit (211).

Nach Stephenson (21) entsteht A. auch durch Einwirkung von Na_2CO_3 oder $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ auf Feldspat bei erhöhter Temperatur und erhöhtem Druck. Koenigsberger und Müller (23) erhielten A. in sehr kleinen Ikositetraedern im (wässrigen) System $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ bei Temperaturen nicht über 300° (n nur etwa 1,472).

Vork. Analcim füllt Drusen und miarolithische Räume in Phonolithen, Tephriten, Basalten, Diabasen, Monchiquiten usw. und gelegent-

die Zwischenräume zwischen jüngeren Gemengteilen derselben ähnlich einer Glasmasse, sodaß er namentlich in Monchiquiten und Tinguaiten, wie Pirsson (13) zeigte, mit solcher verwechselt ist. Er erscheint auch in Drusenräumen und auf Klüften der Tiefengesteine, z. B. Gabbro, Syenit u. a. Die sog. Teschenite aller Fundorte enthalten Analcim eingeklemmt zwischen den übrigen Gemengteilen. Auch pseudomorph nach Nephelin, Leucit, Sodalith ist er in allen diesen Gesteinen nicht selten.

Als primärer Gemengteil ist er nach Washington (25) aufzufassen in den Laven des Monte Ferru (Sardinien), ebenso nach Lacroix (26) in den Basalten und Tephriten der Gegend von Aïn Temouchent (Oran) und in manchen madagassischen Gesteinen, wo er ganz oder z. T. den Nephelin vertritt, der neben ihm in letzterem Falle in voller Frische vorhanden ist. Auch Bowen (14) scheint geneigt, Analcimgänge im Montegeriangebiete als Erstarrungsprodukte eines sauren alkalireichen Schmelzrestes aufzufassen. Seine Erstarrung aus dem eigentlichen Magma [Pelikan (15)] ist wohl weniger wahrscheinlich.

Gelegentlich findet sich A. auch auf Erzgängen, so bei Andreasberg i. H. auf kieselchieferartigem Gestein (Hausmann, 16) und auf südnorwegischen Gängen. K. Glinka (17) beschrieb ihn aus dunkelgrauem Gestein (? Diabas) eines Schlammvulkans bei Baku. Auf sehr niedrige Bildungstemperatur weisen die Vorkommen in Toneisenstein von Duingen im südlichen Hannover (v. Seebach und Guthe, 18) und ähnliche im Liaston von Lehre bei Braunschweig. Hier nach Kloos (19) in Versteinerungen und aufgewachsen auf Gips, was also auf eine Bildungstemperatur von unter 70° hinweisen würde¹⁾.

Literatur.

- (1) Foote und Bradley, Am. Journ. **33**, 433, 1921.
- (2) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **19**, 14, 35, 94 und 363, 1896.
- (3) Käthe Brieger, Ann. Phys. **57**, 315, 1921.
- (4) Des Cloizeaux, Man. de Min. 393.
- (5) Zimanyi, Z. X. **22**, 329, 1894.
- (6) Mallard, Ann. d. Mines **10**, 1876.
- (7) Ben Saude, N. J. 1882, I, 41.
- (8) C. Klein, N. J. 1884 I, 250 und N. J. B. B. **9**, 475, 1898, auch S. B. A. **16**, 290, 1897.
- (9) Penfield, Am. Journ. **30**, 112, 1885.
- (10) Brögger, Z. X. **16**, 565, 1890.
- (11) Stadtländer, N. J. 1885 II, 97.
- (12) A. Merian, N. J. 1894 I, 195.
- (13) Pirsson, Am. Journ. **4**, 679, 1896.
- (14) Bowen, Am. Journ. (5), **3**, 1922.

¹⁾ Indessen ist nach Fromme (das. S. 24) der Gips stets jünger als der Analcim.

- (15) Pelikan, T. M. P. M. **25**, 113, 1906 und **33**, 187, 1914.
 (16) Hausmann, Handb. d. Min. II, **1**, 779, 1847.
 (17) Glinka nach Z. X. **31**, 517, 1899.
 (18) v. Seebach und Guthe, Jahresber. Naturhist. Ges. Hannover **12**, 41, 1863 und Z. D. G. G. **14**, 1862.
 (19) J. H. Kloos, 11 Jahresber. Ver. f. Natw. Braunschweig 1897/99, S. 153, 167, 168.
 (20) A. de Schultén, C. R. **90**, 1493, 1880 und Bull. Soc. Min. Fr. **3**, 150, 1880.
 (21) Stephenson, nach N. J. 1921 II, — 332 —.
 (22) A. de Schultén, Bull. Soc. Min. Fr. **5**, 7, 1882.
 (23) Koenigsberger und Müller, Zeitschr. f. anorg. Chem. **104**, 1, 1918 und N. J. B. B. **44**, 403, 1921.
 (24) Fromme, 13. Jahresber. Ver. f. Natw. Braunschweig 35, 1901/03.
 (25) Washington, Journ. of Geol. **22**, 742, 1914.
 (26) Lacroix, C. R. **168**, 637, 1919 und **170**, 20, 1920 und **178**, 529, 1924.

Perowskit.

Chem. Zus. CaTiO_3 , fast stets mit etwas FeO (bis zu 5 %) und gelegentlich mit Spuren von MgO und MnO.

Morph. Pseudoregulär (vgl. auch unter Opt.). In den Eruptivgesteinen vorherrschend (111), öfter mit untergeordnetem (110) und (100), seltener herrschend (100) mit untergeordneten (111) und (110). Gewöhnlich nur mikroskopisch in Individuen von 0,02—0,03-mm Durchmesser (Taf. IV, Fig. 1). Selten bis zu Erbsengröße anschwellend. Skelettförmige Gestalten (vielleicht Durchkreuzungszwillingen der pseudo-regulären Kristalle entsprechend?) beschrieb Soellner (1) aus Melilithreichem Gestein (Bergalith) des Kaiserstuhls i. B. In kristallinen Schiefem herrschend (100) mit oft starker Streifung der Flächen nach den Würfelkanten, auch wohl mit Spuren einer Streifung in der Diagonale der Würfelflächen, und kombiniert mit (110), (111) und einzelnen Flächen von verschiedenen (hkk), (hkl) und (hk0). — Oft Durchkreuzungszwillinge von Würfeln nach dem Spinellgesetz.

Koh. Spaltung nach (100) deutlich durch Spaltrisse im Schliiff erkennbar bei größeren Individuen, aber nicht erkennbar in den mikroskopischen Kriställchen. — Bruch uneben. — H. = 5,5. — d = 4,02—4,04.

Opt. Diamantglanz bei hellen, halbmattglanz bei dunklen Farben. Hell- bis dunkelgelb, ledergelb, bräunlich, rotbraun, grau-schwarz im auffallenden, graulichweiß, violettgrau, bräunlich bis rotbraun, selten grünlichgrau im durchfallenden Lichte. Zonarer Wechsel der Farbe kommt vor. — Brechungsindizes hoch. Totalreflexion an den Grenzflächen und auch an den Zwillingslamellen verhindert öfter die Durchsichtigkeit. $n_{na} = 2,38$ nach Des Cloiseaux (2), $n = 2,34$ nach Larsen und Hunter (3) — Doppelbrechung in Verbindung mit lamel-

larem Aufbau der Kristalle ist allgemein vorhanden bei den größeren Individuen, aber bei den mikroskopischen Perowskiten sehr oft nicht wahrnehmbar. Mit dem Studium des sehr verwickelten, lamellaren Zwillingbaus beschäftigten sich besonders A. Ben Saude (4), C. Klein (5) und A. Des Cloizeaux (2). Nach letzterem ist der Aufbau der Kristalle vom Ural und von Zermatt ganz ähnlich dem des Borazit, indessen hat beim P. z. T. eine Zerfällung der rhombischen in je 2 monokline Individuen stattgefunden, auch werden die Kristalle bei hoher Temperatur nicht isotrop, dagegen ändert sich die Doppelbrechung nach O. Mügge (6) erheblich, auch beobachtete Ben Saude Verschiebung der Zwillingsgrenzen. Bowman (7) kam durch genaue Untersuchung des optischen Verhaltens und der Ätzfiguren an einem Kristall aus dem Pfitschtal zu folgendem Ergebnis:

Pseudoregulär (rhombisch?), $a : b : c = 1 : 1 : 0,7071$; herrschende Formen (110), (001) (Würfel-ähnlich), (100), (010), (111) (Rhombendodekaeder-ähnlich), (201), (021) (Oktaeder-ähnlich). Zwillingbildung nach (110) und (111), außerdem erscheinen Teile wie um die Normale von (110) um 90° gegeneinander gedreht. Die Existenz des letzten Verwachsungsgesetzes ist aber wenig wahrscheinlich und da die Zusammensetzungsflächen z. T. irrational sind (angeblich auch in einer irrationalen Zone liegen), auch die gemessenen Winkel und die Symmetrie der Ätzfiguren wie die optische Symmetrie nicht vollständig mit rhombischer Symmetrie verträglich sind, bedarf der P. weiterer Untersuchung. Nach Böggild (8) wird der Reflex von Flächen mit Zwillinglamellen beim Erhitzen einheitlich und er schließt, daß also bei dieser Temperatur geometrisch reguläre Symmetrie erreicht wird.

$(\gamma - \alpha) = 0,002$ nach Larsen und Hunter (3), dagegen $0,017$ nach Bowman (7). Ebene der optischen Achsen parallel je einer der scheinbaren Würfelflächen, Bisektrix senkrecht zu einer andern. $2V = 90^\circ$ ca., starke Dispersion der optischen Achsen $\rho > \nu$ um die positive Bisektrix.

Farbige Höfe um Perowskit in Biotit und Flußspat beobachtete Lacroix (9) in Nephelinsyenit der Los-Inseln.

Phys.-Chem. Nicht schmelzbar v. d. L. Schmelzpunkt nach Smolensky (10) bei 1484° . Mit CaSiO_3 bei hoher Temperatur anscheinend ununterbrochen mischbar (Mischungen mit mehr als $73,2\%$ CaTiO_3 konnten nicht untersucht werden); die Mischkristalle zerfallen aber mit sinkender Temperatur.

Salzsäure und verdünnte Flußsäure greifen den P. nicht merklich an; konzentrierte Schwefelsäure löst ihn beim Erwärmen vollständig. Die Ätzfiguren studierte Baumhauer (11).

Künstl. Darstellung. Ebelmen (31) war der erste, welcher den Perowskit künstlich darstellte, indem er Kalkstein und ein Alkalisilikat zuzusammenschmolz oder ein Gemisch von Kalk, Titansäure und einem Alkalikarbonat bei sehr hoher Temperatur bis zur Verflüchtigung des Alkalis behandelte. Die braunen oktaedrischen Kristalle hatten $d = 4,1$ und erwiesen sich als doppelbrechend. — Hautefeuille (32) erhielt reguläre, farblose oder gelbliche, aus doppelbrechenden Lamellen aufgebaute, reguläre Perowskitkristalle, als er über eine Schmelze von Titansäure, Kieselsäure und Chlorcalcium einen langsamen Strom feuchter Luft oder Kohlensäure, nebst Salzsäuredämpfen hinleitete. — L. Bourgeois (33) schmolz die Bestandteile des Perowskits mit basischen Silikaten oder Silikatgesteinen zusammen und hielt die Schmelze längere Zeit in viskosem Zustande. Es bildeten sich Oktaeder und Wachstumsformen des Perowskits mit unregelmäßiger, aber deutlicher Einwirkung auf polarisiertes Licht. War die Silikatschmelze, in welcher der Perowskit gelöst war, zu sauer, so entstand nicht Perowskit, sondern Titanit. — Nach P. J. Holmquist (34) scheidet sich bei dem Zusammengießen der über dem Bunsenbrenner erhaltenen Sodaschmelzen von TiO_2 und $CaCO_3$ Perowskit in Kriställchen der Form (100), z. T. mit (111) mit Gitterung nach den Kanten von (100) und mit den optischen Eigenschaften der natürlichen Kristalle aus.

Als Niggli (35) im Vierstoff-System $K_2O-CaO-TiO_2-CO_2$ zu einer viel $CaCO_3$ enthaltenden Schmelze so viel TiO_2 hinzufügte, daß seine molekulare Menge geringer als die des $CaCO_3$ war, wurde fast genau die TiO_2 äquivalente Menge CO_2 unter Bildung von Perowskit verdrängt. (Temperatur ca. 900°). Bei 900° ist auch die rechte Seite der Gleichung



beständig, was für die Entstehung des Perowskit als Kontaktmineral im Marmor von Bedeutung ist.

Vork. Perowskit ist ein nahezu konstanter Gemengteil der Melilithbasalte und der stofflich nahe verwandten Alnöite. Aus ersteren (Nephelinpikrit) wies ihn zuerst Boricky (12) von Wartenberg in Böhmen nach, dann in weiter Verbreitung Stelzner (13), in Alnöiten Törnebohm (14), in Melilithbasalten des Massai-Landes O. Mügge (15), sehr reichlich in peridotitischen Tiefenfazies der Alb-Basalte Hugo Schwarz (16). Ramdohr (17) fand ihn auch in Na-reichem Feldspatbasalt aus der Nähe der Blauen Kuppe bei Eschwege, Hussak in den Nephelin- und Leucitbasalten der Eifel und von den Magneteisenlagern von Catalão im Staate Goyaz, Brasilien. A. Sauer (20) bestimmte ihn in ijolitischen Massen des Oberwiesenthaler Eruptivstocks im Erzgebirge, sehr reichlich sind

Kriställchen (ohne Zwillingsbau) nach Bowen (21) im Alnöit von Isle Cayeux (Montreal).

A. Lacroix (22) nennt P. als Gemengteil der Nephelinsyenit-pegmatite von Magneteve, Ark., während F. W. Mar (23) den P. dieses Fundortes wie den aus den Ittnerit-führenden Gängen von Oberbergen im Kaiserstuhl zum Dyanalyt rechnet. In den Alkalipegmatiten von Låven im Langesund fand ihn Brögger nur spärlich, ebenso ist es im Nephelinsyenit von Ditró. J. S. Diller (25) bestimmte ihn zuerst in den Peridotiten von Elliot Co., Kentucky, (wo er vielfach als körnige Umrandung oder in völliger Verdrängung von Ilmenit erscheint), G. H. Williams (26) im zersetzten Peridotit Syracuse, New-York, H. C. Lewis im Kimberlit Südafrikas, Larsen und Hunter (3) aus den basischen Melilith-Nephelin-Gesteinen (Uncompahgrit) Colorados. Offenbar vertritt der P. in den SiO_2 -armen, Ca-reichen Eruptivgesteinen den Titanit.

Den P. im Kontakt von Nephelinsyenit und Kalk bei Montreal scheint Lacroix (28) für ein Kontaktprodukt zu halten, ebenso ist er vielleicht aufzufassen in den Kalkblöcken der Monte Somma (Zambonini 29). Als Umwandlungsprodukt des Titanits phonolithischer Gesteine von Klein-Priesen in Böhmen erkannte ihn K. Schneider (30).

In den Eruptivgesteinen ist der Perowskit fast immer durchaus einschlußfrei und unzersetzt. Er gehört darin zu den ältesten Ausscheidungen und tritt daher gern als Einschluß in anderen Gemengteilen auf. Er wird oft begleitet von Magnetit und Chromit, mit denen er auch verwächst, und mit denen er sich nicht selten um spätere Ausscheidungen kranzähnlich ordnet. Die Umwandlung in eine dem Leukoxenmantel der Ilmenite und Rutilite durchaus analoge Substanz beobachtete zuerst A. Sauer (20) bei Oberwiesental, dann auch E. Hussak (19) bei Catalão, wo die stark doppelbrechenden Kriställchen im Zentrum durchaus frisch, peripherisch dagegen in ein grünliches, stark lichtbrechendes, leukoxenartiges Aggregat verwandelt sind, das aus reinem TiO_2 (? Anatas) besteht.

Der Knopit ist nach P. J. Holmquist (34) ein Perowskit, in welchem ein Teil des CaO durch das Monoxyd eines Cermetalls vertreten ist. Im körnigen Kalk von Långörsholmen im nördlichen Teil von Alnö sind die wesentlich von (100) oder von (100) mit untergeordneten Flächen von (hkk) und (hk0) begrenzten Kristalle bleigrau, auf den Flächen von (111) matt, auf (100) metallglänzend. Die Würfelflächen sind stark gestreift nach den Kanten, untergeordnet auch nach den Diagonalen. — Spaltung nach dem Würfel ist angedeutet, der Bruch uneben, graphitglänzend. $H. = 5,5$; — $d = 4,11$. — Optisch anomal, zweiachsig, stark doppelbrechend, mit ähnlichem lamellarem Zwillingsbau wie Perowskit. — In

anderen Kalken der Insel sind die Kristalle oft als Durchkreuzungszwillinge ausgebildet, schwarz, metallglänzend, nicht durchsichtig im Schliiff, grau violett durchscheinend in feinsten Splittern.

Literatur.

- (1) Söllner, Mitt. Bad. geol. Land. **7**, 447, 1913.
- (2) Des Cloizeaux, Bull. Soc. Min. Fr. **16**, 218, 1893.
- (3) Larsen und Hunter, Journ. Wash. Ac. Sc. **4**, 473, 1914.
- (4) Ben Saude, Üb. d. Perowskit. Preisschr. Göttingen 1882.
- (5) C. Klein, N. J. 1884 I, 245.
- (6) O. Mügge, Centralbl. **36**, 1908.
- (7) Bowman, Min. Mag. **15**, 156, 1908.
- (8) Böggild, Z. X. **50**, 409, 1912.
- (9) Lacroix, Nouv. Arch. Mus. (5) **3**, 29, 47, 1911.
- (10) Smolensky, Zeitschr. anorg. Chem. **73**, 302, 1912.
- (11) Baumhauer, Z. X. **4**, 187, 1879.
- (12) Boricky, Sitzgsber. Böhm. Ges. d. W. 13. Okt. 1876.
- (13) Stelzner, N. J. B. B. **2**, 390, 1882.
- (14) Törnebohm, Geol. För. Förh. **6**, 240, 1882.
- (15) O. Mügge, N. J. B. B. **4**, 604, 1886.
- (16) Hugo Schwarz, Jahresh. Ver. vaterländ. Naturkde. Württemberg 1905.
- (17) Ramdohr, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1919 I.
- (18) Hussak, S. W. A. April **77**, 1878.
- (19) Hussak, N. J. 1894 II, 297.
- (20) Sauer, Erltrg. Sekt. Wiesenthal d. geol. Spez.-Karte d. Königr. Sachsen. 1884 S. 54 und Z. D. G. G. **37**, 45, 1885.
- (21) Bowen, Am. Journ. (5) **3**, 2, 1922.
- (22) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **16**, 218, 1893.
- (23) F. W. Mar, Am. Journ. **40**, 403, 1890.
- (24) Brögger, Z. X. **16**, 508, 1890.
- (25) Diller, Am. Journ. **37**, 219, 1889.
- (26) G. H. Williams, Am. Journ. **34**, 137, 1887.
- (27) Niggli, Zeitschr. f. anorg. Chem. **98**, 296, 1916.
- (28) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **16**, 228, 1893.
- (29) Zambonini, Atti R. Acc. S. fis. mat. Napoli (2a) **15**, Ahdlg. 12, 1912.
- (30) K. Schneider, N. J. 1889 I, 99.
- (31) Ebelmen, C. R. **32**, 710 und **33**, 525, 1851.
- (32) Hautefeuille, Ann. Chim. Phys. **4**, 154, 1865.
- (33) L. Bourgeois, Ann. Chim. Phys. **19**, 1883.
- (34) Holmquist, Bull. geol. Inst. Upsala **3**, 605, 1896.

Pyrrhit und Verwandte.

Chem. Zus. Wesentlich Niobate und Tantalate (z. T. mit Titanaten) von Ca, Na, z. T. auch Fe, Ce- und Y-Erden, vielfach fluorhaltig und mit kleinen Mengen Sn, Be, Mg, auch Ur und Th. Chemische Formel unbekannt. Alle regulär oder pseudoregulär.

Pyrrhit.

Morph. Kleine Octaeder.

Koh. Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar. — $H = 5,5$, also mit Stahlspitze, zum Unterschied von Spinell, noch ritzbar. — $d = 4,1-4,3$.

Opt. Diamantähnlicher Glasglanz. Larsen (1) ermittelte an Kristallen von den Azoren $n = 2,16 \pm 0,02$ Isotrop.

Vork. Findet sich in Sanidiniten von San Miguel und vom Laacher See, wie zuerst L. Hubbard (2) und dann Osann (3) nachwiesen; ferner in den Sanidinauswürflingen vom Killerkopf bei Rockeskill (Eifel) nach Hardt (4) und auch an der Mte. Somma in Verwachsung mit Baddeleyit von Zambonini (5) wahrscheinlich gemacht. Das Mineral wurde von v. Perowski in drusigem Feldspat mit Lepidolith, Albit, Topas bei Alabaschka unfern Mursinsk im Ural entdeckt und von G. Rose (6) beschrieben.

Der **Pyrochlor** im Nephelinsyenit von Ditró und Miask ist in Farbe, Lichtbrechung und Isotropie, Härte und Dichte dem Pyrrhit sehr ähnlich. St. Kreutz (7) bestimmte an 2 Prismen von Miask

$\lambda = 700$	589	486 $\mu\mu$
$n = 2,0076$	2,0248	2,0612
1,9818	1,9995	2,0363

Wie nahe der Pyrrhit dem geologisch verwandten Pyrochlor bzw. dem Mikrolith steht, ist noch nicht erwiesen. Der Pyrochlor im Eläolithsyenit von Ditró und Miask verhält sich in Farbe, Lichtbrechung und Isotropie, Härte und Dichte dem Pyrrhit sehr ähnlich. Der Pyrochlor in den pegmatitischen Gängen und in den Randzonen der Laurvikite und Laurdalite des südlichen Norwegens zeigt nach W. C. Brögger (8) in den frischeren und helleren Partien bisweilen schwache Doppelbrechung, ebenso nach demselben (20) in den Ijolith-Melteigit-Gesteinen des Fen-Gebietes bei Kristiania und seinen kristallinen Kalkgesteinen. — Im Pyrochlor der körnigen Kalke von Alnö wechseln nach P. J. Holmquist (9) braune und hellgelbe Zonen und Flecken. Die braunen Teile sind älter und enthalten TiO_2 , den jüngeren hellen Teilen der Kristalle fehlt TiO_2 . — A. Lacroix (10) beschreibt goldgelb durchsichtigen einfachbrechenden Pyrochlor aus Alkaligraniten des Massivs von Ambohimirahavary in Madagaskar, ferner (11) aus Nephelinsyeniten der Los-Inseln, hier als Einschluß mit radioaktiven Höfen in Flußspat und Biotit.

Marignacit benannten Weidmann und Lehner (19) ein Pyrochlor durchaus ähnliches Mineral aus Quarzführenden Pegmatiten von

Wisconsin mit hohem Gehalt an Cer- und Ytter-Erden und 3,1% SiO_2 , welche letztere sie als wesentlich betrachten.

Auch der **Koppit** von A. Knop (12), eine Kontaktbildung im körnigen Kalk von Schelingen und nach Soellner (13) auch vom Badloch im Kaiserstuhl i. B. gehört hierher. Die vorherrschende Form ist nach Daub (14) (111), klein auch (110), zuweilen Zwillinge nach (111). Nach Ätzfiguren und optischem Verhalten regulär-holoedrisch. $n = 2,151$ rot. — $H = 6-7$. — $d = 4,563$ (Knop), 4,451 (Bromeis). Es ist frei von TiO_2 . Larsen fand diese Kristalle im Schliiff rot bis nahezu farblos, $n = 2,12-2,18$.

Der **Dysanalyt** von A. Knop (15) aus dem körnigen Kalk vom Badloch im Kaiserstuhl i. B. (800 kg Kalk ergaben 4 kg Roh-Dysanalyt) enthält nach Meigen und Hugel (16) mehr Titan- als Niobsäure, auch beträchtliche Mengen Ce- und Eisenoxyde und Natrium; ein kleiner Gehalt an Uran ist zwar nicht chemisch aber radioaktiv nachweisbar. Er hat scheinbare Würfelform, halbm metallischen Glanz, ist aber nach Soellner (17) doppelbrechend mit deutlicher Felderteilung ganz ähnlich Perowskit. Die Felder sind z. T. braungelb und dann ohne Pleochroismus, z. T. graugrün mit schwachem Pleochroismus $c > a$. Spaltung nach (110) der rhombisch aufgefaßten Kristalle, weniger gut auch nach (100). Optisch ganz gleich verhält sich der Dysanalyt aus dem Monticellitkalk von Schelingen im Kaiserstuhl. Soellner fand öfter eine Umwandlung in eine Leucoxen-artig aussehende, aber wahrscheinlich SiO_2 -freie Substanz, ähnlich der von Hussak an Perowskit von Catalão beobachteten.

Künstl. Darstellung. Reguläre Kristalle annähernd von der Zusammensetzung und mit den physikalischen Eigenschaften von Pyrochlor und Dysanalyt stellte Holmquist (18) dar durch Zusammenschmelzen von Kalk (event. auch Cer-Erden und Eisenoxydul) mit Niobsäure und Fluornatrium bei der höchsten im Gebläseofen erreichbaren Temperatur.

Literatur.

- (1) Larsen, U. S. Geol. Survey, Bull. **679**, 125, 1921.
- (2) Hubbard, Sitzgsber. Niederrh. Ak. Bonn, 7. Juni 1886.
- (3) Osann, N. J. 1888 I, 126.
- (4) Hardt, Jahrb. preuß. geol. Land. f. **35**, 177, 1914.
- (5) Zambonini nach Z. X. **55**, 309, 1915/20.
- (6) G. Rose, Pogg. Ann. **48**, 562, 1848.
- (7) St. Kreutz, nach N. J. 1918, 134.
- (8) Brögger, Z. X. **16**, 510, 1890.
- (9) Holmquist, Geol. För. Förh. **15**, 588, 1893.
- (10) Lacroix, Nouv. Arch. Muséum 4, I, 41, Paris 1902.

- (11) Lacroix, das. (5) III, 1911, 29, 35, 47.
 (12) Knop, N. J. 1875, 67.
 (13) Soellner, Mitt. Bad. geol. Land. 8, 191, 1915.
 (14) Daub, Dissert. Freiburg i. B. 1912.
 (15) Knop, Z. X. 1, 284, 1877.
 (16) Meigen und Hugel, Zeitschr. anorg. Chem. 82, 247, 1913.
 (17) Soellner, Centralbl. 1912, 311.
 (18) Holmquist nach N. J. 1898 II, — 399 —.
 (19) Weidmann und Lehner, Am. Journ. 23, 287, 1907.
 (20) Brögger, Videnskapselsk. Skrift. I, 1920, Nr. 9, 54.

Beckelith.

Chem. $\text{Ca}_3(\text{Ce, La, Di})_4\text{Si}_3\text{O}_{15}$ mit sehr kleinen Mengen von ZrO_2 , Y_2O_3 und Alkalien.

Morph. Vorwiegend (111), bisweilen mit (100) und (110). Auch (110). — Körner; bis zu 0,5 cm Durchmesser groß.

Koh. Deutliche Spaltung nach (100). Bruch muschlig. — $H. = 5$. — $d = 4,15$ ca.

Opt. Glasglanz. Farbe wachsbraun im auffallenden, hellgelb im durchfallenden Lichte. Ein Prisma, hergestellt aus einem optisch einachsigen, negativ sich verhaltendem Kristall, ergab St. Kreutz (1) folgende Werte, die erheblich kleiner sind als im Pyrochlor:

$$\begin{array}{rcc} \lambda = 700 & 589 & 486 \mu\mu \\ n = 1,803 & 1,812 & 1,831. \end{array}$$

Die kleinen Kristalle waren durchaus isotrop, größere Körner zuweilen schwach (anomal) doppelbrechend.

Phys. Chem. V. d. L. nicht schmelzbar. In der Phosphorsalzperle leicht löslich; die Perle ist farblos bis leicht gelblichgrün in der Oxydations- und Reduktionsflamme. In der letzteren gibt Pyrochlor eine dunkelbraune Perle. — Leicht löslich in heißer HCl unter Hinterlassung von wenigen Flocken von SiO_2 . Die Löslichkeit in HCl bleibt erhalten auch nach dem Glühen, während der Pyrochlor durch starkes Glühen unlöslich wird.

Vork. Der Beckelith wurde von J. Morozewicz (2) in einer Gangapophyse der Mariupolits aus der Balka Wali-Tarama entdeckt und untersucht. Die Apophyse enthielt Einsprenglinge von Nephelin und Magnetit in einer zuckerartigen Albitmasse.

Literatur.

- (1) St. Kreutz nach N. J. 1918, — 135 —.
 (2) Morozewicz, Bull. Ac. d. Sc. Cl. d. Sc. math. et nat. Cracovie (6) 12, 1904.

Mineralien des quadratischen Systems.

Alle Kristalle dieses Systems haben eine (und nur eine) vierzählige Symmetrieachse, die entweder Dreh- oder Spiegelungsachse ist, gleichwertige Flächen allgemeinsten Lage zu den Symmetrieelementen sind daher stets mindestens in der Vierzahl vorhanden; die Neigungswinkel derartiger Flächen zueinander sind für jedes Mineral andere und dafür charakteristisch.

Die zu der vierzähligen Symmetrieachse senkrechte Ebene (001) ist stets Symmetrieebene für die optischen Eigenschaften und schneidet das Fresnelsche Bezugsellipsoid in einem Kreis, dessen Radius der Geschwindigkeit der ordentlichen Welle, also entweder dem Maximum oder Minimum der Lichtgeschwindigkeit entspricht. Eine Ebene beliebiger Lage schneidet daher das Fresnelsche Ellipsoid in einer Ellipse, von der entweder die große oder kleine Achse mit der Kante zur Basis parallel läuft und die Auslöschung eines jeden Schnittes dieser Kristalle erfolgt daher parallel seiner Kante zur Basis und es gibt keine Dispersion der Auslöschung.

Ist der Kristall tafelig nach (001), so löschen also die leistenförmigen Querschnitte parallel ihrer Längsrichtung aus und umgekehrt, wenn quadratische Kristalle in allen Schnitten parallel ihrer Längsrichtung auslöschen, müssen sie tafelig nach (001) entwickelt sein und man kann das Zeichen der Doppelbrechung sofort bestimmen. Ist der Kristall prismatisch durch Prismen erster oder zweiter Ordnung, so ist die Auslöschung im beliebigen Schnitt im allgemeinen schief zu seinen Umrißlinien (aber ohne Dispersion). Aus dem Winkel der Auslöschungsrichtung der ordentlichen Welle mit den Spuren der beiden Prismenflächen I. oder II. Ordnung kann die kristallographische Orientierung eines jeden beliebigen Schnittes ermittelt werden. Da prismatisch entwickelte Kristalle meist auch prismatische Spaltbarkeit haben, kann man statt der Umrißlinien die Spaltrisse benutzen. Da die der außerordentlichen Welle entsprechende Auslöschungsrichtung stets im spitzen Winkel der Spuren des Prismas I. oder II. Ordnung liegt, ist auch hier das Zeichen der Doppelbrechung sofort zu ermitteln.

Die Tafel I gibt von 10 zu 10° die in P_1 bzw. P_2 sich vereinigenden (voll ausgezogenen) Kurven gleicher Winkel zwischen der Auslöschungsrichtung der ordentlichen Welle und der Spur von (100) bzw. (010) [oder auch (110) und ($\bar{1}\bar{1}0$)]; der Schnittpunkt je zweier Kurven dieser Art hat als Abszisse die Neigung der Schnittfläche zu (001) und als Ordinaten a_1 bzw. a_2 die Neigung ihrer Spur in (001) zu einer Nebenachse [oder Zwischenachse] (nach Mügge, Zentralbl. 1924, 385).

Rutil.

Chem. Zus. TiO_2 mit kleinem Gehalt an Fe (1—3% Fe_2O_3). SnO_2 wurde qualitativ von v. Miklucho-Maclay (1) in Rutil des Greifensteiner Granits, quantitativ mit 1,35% neben 8,01% FeO von Headden (2) in Rutil des Granits der Black Hills, Dakota, und mit 1,75% SnO_2 von G. Friedel und Grandjean (3) in Kristallen aus Quarz-Biotit-schiefer von Vaux (Rhône) nachgewiesen.

Morph. Quadratisch, holoedrisch. $c = 0,6442$ (Miller)

$$111 : 1\bar{1}\bar{1} = 95^\circ 20' \quad 111 : 1\bar{1}1 = 56^\circ 52,5'$$

$$101 : 011 = 45^\circ 2' \quad 101 : 001 = 32^\circ 47'$$

Schlanke Säulen mit stärker vertikaler Streifung; (110), (100), (210), (111), (101), selten (321). Die Größe der Kristalle sinkt bis zu den winzigsten mikroskopischen Dimensionen. Zwilling- und Vierlingsbildung sehr häufig. 1. Zw. E. (101). Die Hauptachsen schneiden sich unter $65^\circ 35'$. Sehr häufig, Fig. 10. Max Bauer (4) beobachtete an Kristallen von Magnet Cove, Arkansas, Fig. 11, auch Verwachsung nach einer zur Zw. E. senkrechten Fläche; solche Zwillinge erscheinen herzförmig. v. Miklucho-Maclay (1) und Headden (2) beobachteten auch die in Fig. 12 dargestellte Ausbildung, nämlich verlängert nach der gemeinsamen Kante von (111) (die man auch als Zwillingachsse definieren kann). — 2. Zw. E. (301). Die Hauptachsen schneiden sich unter $54^\circ 44'$ (Fig. 13). Habitus herzförmig, ähnlich wie Fig. 11 und zuweilen wohl mit Zwillingen dieser Ausbildung verwechselt.

Sagenit heißen die netzförmigen Zwillingverwachsungen (Fig. 14) von Rutilnadeln, die sich nur anscheinend unter 60° , in Wirklichkeit unter den, den angeführten Zwillingsgesetzen entsprechenden Winkeln schneiden.

v. Lasaulx (5) beschrieb die häufige Einlagerung von Zwillinglamellen in scheinbar einfachen Kristallen, wie sie Fig. 15 in einem Schnitt nach (100), Fig. 16 in einem solchen nach (001) darstellt. Die Lamellen nach (011) und ($0\bar{1}1$) schneiden sich auf (100) unter $65^\circ 35'$; bei genauer Einstellung auf die Oberfläche der Kristalle sieht man oft den Austritt dieser Lamellenzüge in Form einer schrägen Streifung auf den Prismenflächen.

Koh. Der vollkommene Spaltung nach (110) entsprechen sehr feine und geradlinige, der etwas weniger vollkommenen nach (100) spärlichere, rauhe, zackige und oft treppenartig absetzende Spaltrisse. — Bruch muschlig bis uneben. — $H. = 6-6,5$. — $d = 4,2-4,3$; an schwarzen Fe-reichen Kristallen von Dakota $d = 5,3$.

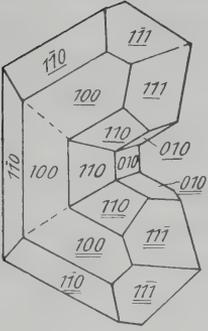


Fig. 10.

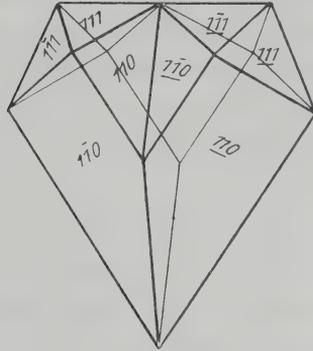


Fig. 11.

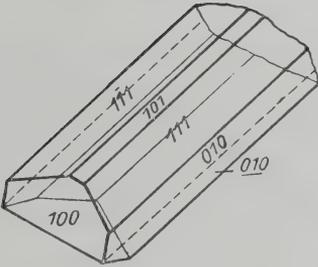


Fig. 12.

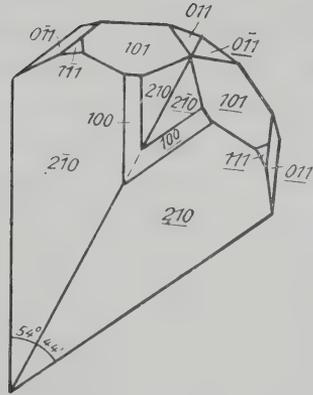


Fig. 13.

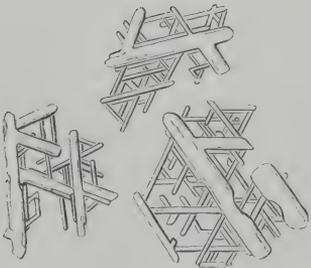


Fig. 14.

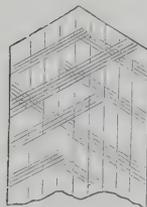


Fig. 15.

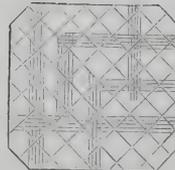


Fig. 16.

O. M ü g g e (6) hat es wahrscheinlich gemacht, daß die versteckte Zwillingslamellierung des Rutil nach (101) eine Druckerscheinung sei, wobei die Flächen von (101) als Gleitflächen fungieren; er verwies auf die nicht seltene Abhängigkeit der Lamellen von verdrückten und verbogenen Stellen der Kristallkanten und Flächen und zeigte, wie man an der Begrenzung der Lamellen erkennen kann, ob sie beim Wachsen der Kristalle oder erst später, durch einfache Schiebungen, entstanden sind. Danach ist an den natürlichen Kristallen vielfach einfache Schiebung längs $K_1 = \{101\}$ mit $K_2 = \{\bar{3}01\}$ erfolgt, während Anni Grün und A. Johnson (7) durch Einbetten von Rutilkristallen in Schwefelpulver und Pressen unter 10 000—30 000 Atm. Druck einfache Schiebungen auch nach $K_1 = \{101\}$, aber nur mit $K_2 = \{\bar{1}01\}$ bewirken konnten. Sie vermuten, daß die erste (natürliche) einfache Schiebung nur bei langsamerem Druckzuwachs und gleichförmigerer Druckverteilung vor sich geht als bei ihren Versuchen vorhanden waren. O. M ü g g e (8) beschrieb auch sehr auffallende Absonderungsflächen nach (902) an Kristallen von Snarum und anderen Orten, längs denen anscheinend auch Lamellen von Rutil in anderer Orientierung oder von fremder Substanz eingelagert sind.

Opt. Diamantglanz ins Metallische. — Farbe bräunlichrot bis rot, bei den kleinen mikroskopischen Individuen gelblich, auch selten blauviolett oder grünlich, öfter schwarz im auffallenden, braunrot, fuchsrot, gelblich oder violett im durchfallenden Lichte. Strich gelblich bis bräunlichgelb. — Sehr hohe Licht- und positive Doppelbrechung. Am Rutil der Goldsande von Syssersk am Ural fand C. Bärwald (9)¹⁾

$$\begin{array}{lll} \omega_{11} = 2,5671 & \varepsilon_{11} = 2,8415 & \\ \omega_{na} = 2,6158 & \varepsilon_{na} = 2,9029 & \Delta = + 0,2871. \\ \omega_{11} = 2,6725 & \varepsilon_{11} = 2,9817. & \end{array}$$

Bei Calcit ist die Stärke der Doppelbrechung nur 0,1721. Rutil von weniger als 0,002 mm Dicke würde schon das Rot I. Ordnung zeigen.

Pleochroismus von sehr wechselnder Deutlichkeit. O gelb bis bräunlichgelb, in dickeren Schliften bräunlichrot, E braungelb bis gelbgrün (10), in dickeren Schliften auch dunkelblutrot bis schwarz. Daher wechselt bei verzwilligten Kristallen die Färbung bisweilen in Streifen, nach Lacroix (11) von blauviolett bis hellgelb. Traube (12) berichtet, daß

¹⁾ Genaue Werte auch für andere Wellenlängen bei I t e s, Diss. Göttingen 1903. Aus ihnen berechnete Ehringhaus (N. J. B. B. 1919 43, 609), $N = + 7, 4$. Die Anomalie der Interferenzfarben macht sich wegen ihrer großen Höhe selbst in Dünnschliffen und wegen der Färbung wenig bemerklich.

schwarzer Rutil aus dem Pfitschtal während des Glühens tiefgrün oder gelbbraun wurde und diese Farbe auch nachher behielt. Rutil hat nach Rubens (13) die höchste bisher gemessene Dielektrizitätskonstante und nach Liebisch und Rubens (14) sehr hohes Reflexionsvermögen für gewisse Wellenlängen des Ultrarot.

Infolge der Zwillingslamellen erscheint das Interferenzbild oft gestört (5).

Phys.-Chem. Anatas und Brookit nehmen beim Glühen nach Heinrich Rose (41) die Dichte des Rutils an; eine nähere Untersuchung des Glühproduktes scheint noch zu fehlen. Schmelzpunkt nach Ruff (15) bei etwa 1700°. Keine Umwandlung vor dem Schmelzen wie anscheinend bei Anatas und Brookit. Damit stimmt die Angabe von B. Doss (48), daß bei der Darstellung des Anatases in der Phosphorsalzperle die Temperatur nicht über Rotglut hinausgehen darf, da sonst daneben oder schließlich nur Rutil entsteht. Rutil scheint auch bei gewöhnlicher Temperatur die stabilste Modifikation zu sein, da Pseudomorphosen und Paramorphosen von Anatas und von Brookit nach Rutil zum mindesten sehr viel seltener sind als solche von Rutil nach Anatas und Brookit. Für die Trägheit, mit der sich das Gleichgewicht zwischen allen dreien einstellt, ist das Zusammenvorkommen aller dreier auf derselben Stufe charakteristisch. — Unlöslich in gewöhnlichen Säuren, schwerlöslich in einer Mischung von HF und H₂SO₄, löslich in schmelzender Soda, leicht löslich in KF und Fluorwasserstoff-Fluorkalium. Zur Isolierung aus dem Gestein benützt man Fluß- und Salzsäure.

Umwandlung. Nicht selten ist der Rutil der kristallinen Schiefer, zumal der Amphibolite, von einer faserigen oder körnigen, stark lichtbrechenden Substanz von weißer, gelblicher, auch grünlicher Farbe umrandet, welche mit dem von C. W. Gumbel Leukoxen genannten Umwandlungsprodukt des Ilmenits identisch ist. A. Cathrein (39) wies die Identität mit Titanit nach. Daß hier eine Pseudomorphose und nicht eine ursprüngliche Verwachsung vorliegt, geht daraus hervor, daß die Menge des Rutils und seiner Titanithülle in allen Verhältnissen vom zartesten Überzuge bis zu vollständiger Ersetzung des Rutils durch Titanit schwankt. Eine Umwandlung von Rutil in Leucoxen beobachtete auch Eskola (40) in amphibolisierten Eclogiten Norwegens.

Dieser Prozeß geht bisweilen Hand in Hand mit einer Umwandlung von Rutil in Ilmenit. Solche mehr oder weniger vorgeschrittene Umwandlungen liegen nach v. Lasaulx (5) in dem sog. Nigrin vor. Der Vorgang beginnt damit, daß von den Rändern her und auf Spalt- rissen nach den Prismenflächen feine Häute und dickere, zackig umgrenzte Lamellen vordringen, welche bei hinreichender Dünne bräunlich

durchscheinend, bei größerer Dicke opak und metallglänzend erscheinen und endlich unter Erhaltung der Mikrostruktur des Rutil diesen mehr und mehr verdrängen.

Künstl. Darstellung. A. Daubrée (42) erhielt Rutilkristalle, als er durch Kohlendioxyd verdünnte Dämpfe von Wasser und Titanchlorid in einer rotglühenden Röhre aufeinander wirken ließ; Senarmont (43), indem er amorphe Titansäure in einer gesättigten Kohlensäurelösung im geschlossenen Rohr bei 200° C erhitzte. — H. Sainte-Claire Deville und Caron (44) schmolzen in einem irdenen Tiegel Titansäure, Zinnoxidul und etwas Quarzpulver, durch dessen Einwirkung das sich bildende Zinntitanat unter Absatz von Rutilprismen zersetzt wird. Auch als er in rotglühender Porzellanröhre einen langsamen Strom von HCl oder HF über amorphe Titansäure hinstreichen ließ, entstanden Rutilkristalle. —

Merwin und Hostetter (45) beobachteten die Entstehung von Rutil neben Eisenglanz als Chlorgas zusammen mit H₂O-haltigen Ofengasen auf Eisen-(und Titan-)haltige Glashäfen bei 1000—1100° einwirkten.

Hautefeuille (46) ließ einen Strom von Salzsäuredämpfen und Luft über ein Gemenge von Natriumtitanat und Chlorkalium hinstreichen und erhielt gleichfalls meßbare Rutilkristalle; auch bei verschiedener Modifikation der Devilleschen Versuche und bei Anwendung anderer Schmelzmittel erhielt er den Rutil in nadelförmigen und tafelförmigen Kriställchen und in Sagenitform. —

Ähnlich mögen auch wohl Kristalle entstanden sein, die Scheerer (47) in Gestellsteinen eines Hochofens beobachtet hatte. Hautefeuille (54) stellte den Rutil auch durch Auflösung von amorpher Titansäure in geschmolzenem Natriumwolframat oder -Vanadinat, in Chlorcalcium oder in sauren Silikaten dar. — L. Michel (53) erhitzte ein inniges Gemenge von 1 Teil Ilmenit und 2½ Teilen Pyrit mehrere Stunden im Graphittiegel bei 1200°. Es bildete sich eine kristallinische, blättrige Masse von Magnetkies mit vielen Poren, auf deren Wandungen tiefblaue Rutil-säulchen saßen. In einer oxydierenden Atmosphäre erhitzt wurden die Kriställchen rötlich. — Br. Doss (48) studierte die Bildung von Rutil in der Phosphorsalzperle.

Vork. Der Rutil ist nur selten ein ursprünglicher Gemengteil eruptiver Gesteine; so im Augitandesit von Pachuca (Mexico) (dies Werk II, 1088, 1908) und im Bronzitbasalt von Assuk in Grönland (das. II, 1114) nach Angaben von Steenstrup und im Augitandesit der Insel Packsaddle am Cap Horn nach Hyades (das. 1055); ferner als Gemengteil eines von Brögger als Kragerit bezeichneten aplitischen Gesteins, das neben Quarz und Kalifeldspat fast nur aus Albit und Rutil besteht und von Watson

(49) als Differentiationsprodukt eines Gabbromagmas aufgefaßt wird. Der letztere beschrieb (16) unter den Namen Nelsonit mit Syenit verknüpfte gangförmige Massen, die namentlich in Nelson Co., Virginia, vorkommen und hauptsächlich aus Apatit und Ilmenit oder Rutil bestehen. Auch diese hält er für magmatische Ausscheidungen, ebenso ultrabasische (Urbainit genannte) Gemenge aus Anorthosit von Urbain (Quebec), (Rutil, Ilmenit, Sapphirin und Spinell). — Th. Vogt (58) hält es für möglich, daß Rutil in Silikat-Magmen da zur Ausscheidung kam, wo Schwefelwasserstoff oder andere eisenfreie Verbindungen in das Magma eindringen und auf sein Titaneisen einwirkten.

Als wahrscheinlich pneumatolytische Gangfüllung bei Krageroe zusammen mit Apatit. — Ebenso in den Pegmatiten Madagaskars nach Lacroix (57). Hier auch als Einschluß im Rauchquarz und als Hauptbestandteil von Pseudomorphosen nach Titanit. — Michuchon-Maclay (1) isolierte und maß Rutilkriställchen aus dem Glimmer des topasreichen Greifensteiner Granites, die von mikroskopischem Zinnstein begleitet wurden und G. H. Williams (17) bestimmte ihn als Einschluß im Glimmer eines Dioritporphyrites von Unterkirnach im Schwarzwald (wo er aber vermutlich ein Produkt der Zersetzung oder Entmischung des Glimmers ist).

Ungleich häufiger und reichlicher ist Rutil im Schiefergebirge, wo er auffallend oft namentlich von Tonerde-reichen Mineralen begleitet wird (Cyanit, Sapphirin, Pyrophyllit, Lazulith, Spinell, Korund). In Körnern und Kristallen, oft ganz von Quarz eingehüllt, ist der Rutil sehr allgemein in Gneisen, Granuliten (hier auch in sehr feinen, an den Grenzen der umschließenden Quarzkörner geknickten Nadelchen) und Glimmerschiefern sowie ihren Einlagerungen, zumal den Amphibol- und Pyroxen-reichen Gesteinen (Eklogiten u. a.) verbreitet; er ist allerdings vielfach als Zirkon beschrieben. Chemisch wurde er darin nachgewiesen von Sauer (18) und Alf. Cossa (20), eingehend beschrieben u. a. von v. Lasaulx (19) und A. Bergeat (21).

Ebenso ist der Rutil in der Phyllitformation überaus reichlich verbreitet und wurde auch hier von A. Sauer im Erzgebirge, von Leop. van Werveke (22) in den Ardennen kristallographisch beschrieben und chemisch erwiesen. Die herzförmigen Zwillinge in den Wetzschiefen der Ardennen waren von A. Renard (23), der sie sehr genau studierte und abbildete, für Chrysoberyll gehalten. Aus Quarzphylliten von Innsbruck wurden sie von Pichler und Blaas (24) beschrieben, aus Ottrelithschiefern des Harzes von O. Mügge (50) (Taf. IV, Fig. 5) und aus stark geschieferten Spilositen des Ostharzes von demselben (51). Gerade in den phyllitischen Schiefen pflegen die Sagenitgewebe in besonderer Schönheit ausgebildet zu sein.

Im Jahre 1871 machte F. Zirkel (25) auf äußerst winzige mikrolithische Nadelchen in den Ton- und Dachschiefen aufmerksam, welche er nicht unpassend mit kurzen Abschnitten brauner Haare verglich, und alle späteren Untersuchungen ergaben die weite Verbreitung dieser Gebilde, die man Tonschiefernadelchen (Taf. IV, Fig. 2) nannte, in diesen Gesteinen.

Nach mehreren Mißdeutungen gelang A. Cathrein (52) der Nachweis, daß sie Rutil seien und zwar vielfach Zwillinge nach (301) z. B. in den Schiefen von Wildschönau und von Kitzbühel (Tirol), und in thüringischen Schiefen. Zu dem gleichen Ergebnis kamen Sauer u. a. bei Untersuchung analoger Vorkommnisse. Es scheint, daß diese feinen Nadelchen vielfach Entmischungs- und Zersetzungsprodukte etwas titanhaltiger Silikate und von Titaneisen sind; dafür spricht, daß sie örtlich sich manchmal anreichern. Im übrigen erscheinen sie öfter gebunden an Kohle reiche Partien der Schiefer (26) und sind meist ganz frei von Einschlüssen. In sehr feinen Kriställchen nach J. de Lapparent (56) auch noch in den südfranzösischen, aus Phylliten hervorgegangenen Bauxiten.

Die Verbreitung des Rutils auch in kalkigen und tonigen Sedimenten in der Form von runden Körnern, zugerundeten Säulchen und noch ziemlich scharfen Kriställchen, aber nie in „Nadelchen“ wies H. Thürach (27) nach. Andeutungen auf primäre Entstehung des Rutils in ihnen fand er nicht. Über die Verbreitung von Rutil in Tonen verschiedenen Alters machte auch Teall (28) Mitteilungen, über die Verbreitung im Röt von Jena, wo er authigen sein soll, Kalkowsky (29), im Buntsandstein der Blauen Kuppe bei Eschwege Ramdohr (30).

Als Kontaktprodukt erscheint Rutil (neben Brookit) nach J. F. Williams (31) in untersilurischen metamorphen Quarzfelsen (Novaculit) am Kontakt der Nephelin- und Leucitsyenite von Magnet Cove Arkansas, Leech (55) beobachtete ihn in pneumatolytischen Zonen des Granits von St. Austell zusammen mit Brookit und Anatas (ähnlich wie er sich auch im Dartmoor-Granit findet). Auch Heinich (32) erwähnt ihn als Neubildung in Einschlüssen von Quarzit in Basalt von Rothau im böhmischen Erzgebirge. In den kontaktmetamorphen Tonschiefern an Tiefengesteinen wie am Diabas (Spilositen) verschwinden die Rutilnadelchen im allgemeinen, zum Teil vielleicht indem das TiO_2 wieder in Silikate aufgenommen wird, zum Teil indem rundliche gedrungene größere Säulchen und Körnchen an ihre Stelle treten. Massenhaft erscheint er so in gewissen Gesteinslagen im Kontakthof des Syenits von Meißen nach Sauer (33). Als endogenes Kontaktprodukt der phonolithischen Trachyte des Griounot (Cantal) an der Grenze zum Basalt faßt ihn Lacroix (34) auf.

Die bekannte gesetzmäßige Verwachsung von Rutil mit Eisenglanz beobachtete Gylling (35) auch mikroskopisch in Glimmerschiefern der Alpen. In sehr feinen Lamellen erscheint er so in reinem Eisenglanz metamorphosierter madagassischer Kalke, von dem sie bis 20% ausmachen, nach Lacroix (37). Auch der Asterismus mancher Muscovite und Phlogopite beruht auf der Einlagerung, wahrscheinlich von Rutilnadelchen, nach den drei Richtungen der Schlag- oder Druckfigur. [Sandberger (36)]. Die Ausscheidung beruht auch in diesen Fällen wohl auf Entmischungsvorgängen der (meist bei höherer Temperatur kristallisierten) Ti-haltigen Silikate und Oxyde unter Kornvergrößerung im Verlaufe geologischer Perioden. Man beobachtet dergleichen nicht in jungen und dabei nicht metamorphosierten Bildungen. — Die sekundäre Entstehung des Rutils aus Titanit wies Mann (38) in einem Eläolithsyenit der Serra de Monchique nach. Die Pseudomorphosen von Rutil nach Brookit von Magnet Cove, Arkansas und nach Anatas von Brasilien studierte M. Bauer (4) mikroskopisch.

Literatur.

- (1) v. Miklucho-Maclay, N. J. 1885 II, 88.
- (2) Headden, Am. Journ., **41**, 249, 1891.
- (3) G. Friedel und Grandjean, Bull. Soc. Min. Fr. **33**, 52, 1909.
- (4) Max Bauer, N. J. 1891 I, 228.
- (5) v. Lasaulx, Z. X. **8**, 54, 1884.
- (6) O. Mügge, N. J. 1884 I, 216, 1886 I, 147, 1889 I, 231 und Centralbl. 1902, 72.
- (7) Anni Grünh und A. Johnsen, Centralbl. 1917, 366.
- (8) O. Mügge, N. J. 1889 I, 231 und 1897 II, 83.
- (9) Bärwald, Z. X. **7**, 167, 1882.
- (10) K. A. Lossen, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1880, 37. Berlin 1881.
- (11) Lacroix nach N. J. 1892 I, — 65 —.
- (12) Traube, N. J. B. B. **10**, 474, 1896.
- (13) Rubens, S. B. A. 6. Jan. 1921, S. 1.
- (14) Liebisch und Rubens, S. B. A. 10. Febr. 1921, S. 214.
- (15) Ruff, Zeitschr. f. anorg. Chem. **82**, 393, 1913.
- (16) Watson, U. S. Geol. Survey, Bull. **580**-o, S. 398, 1914.
- (17) G. H. Williams, N. J. B. B. **2**, 617, 1883.
- (18) Sauer, N. J. 1879, 569 und 1881 I, 227.
- (19) v. Lasaulx, Sitzgsber. niederrhein. Ges. Bonn. 3. Dez. 1883.
- (20) Alf. Cossa, N. J. 1880 I, 162.
- (21) A. Bergeat, N. J. 1895 I, 232.
- (22) van Werveke, N. J. 1880 II, 281 und 1884 II, 225.
- (23) Renard, Mém. sur la structure et la comp. min. du coticule etc., Bruxelles 1877.
- (24) Pichler und Blaas, T. M. P. M. **4**, 513, 1882.
- (25) Zirkel, Pogg. Ann. **144**, 319, 1871.
- (26) H. Rosenbusch, Mitt. bad. geol. Land. **4**, 41, 1899.
- (27) Thürach, Verhdl. phys. med. Ges. Würzburg N. F. **18**, 273. 1884.
- (28) Teall, Min. Mag. **7**, 201, 1887.

- (29) Kalkowsky, Z. D. G. G. **73**, 13, 1921.
 (30) Ramdohr, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1919. Teil I, 295.
 (31) J. F. Williams, Ann. Rep. Geol. Survey Arkansas, f. 1890 II. 1891.
 (32) Heinich, N. J. B. B. **23**, 516, 1907.
 (33) Sauer, Erltrg. Sekt. Meißen, d. geol. Spezialkarte Königr. Sachsen, S. 65.
 (34) Lacroix, C. R. **145**, 493, 1907.
 (35) Gylling, N. J. 1882 I, 163.
 (36) Sandberger, N. J. 1882 II, 192.
 (37) Lacroix, C. R. **160**, 725, 1915.
 (38) Mann, N. J. 1880 II, 200.
 (39) Cathrein, Z. X. **6**, 244, 1881. N. J. 1888 II, 251.
 (40) Eskola, Videnskabselsk. Skrifter **8**, 76, 1921.
 (41) Heinr. Rose, Pogg. Ann. **61**, 507, 1844.
 (42) Daubrée, C. R. **24**, 227, 1849.
 (43) Senarmont, Ann. Chim. Phys. **32**, 129, 1851.
 (44) H. Sainte Claire-Deville und Caron, C. R. **46**, 764, 1858 und **53**, 161, 1861.
 (45) Merwin und Hostetter nach N. J. 1922 I, — 23 —.
 (46) Hautefeuille, C. R. **57**, 148, 1863 und **59**, 188, 1865.
 (47) Scheerer, Berg- und Hüttenmänn. Ztg. 1862, 98.
 (48) Doss, N. J. 1894 II, 156.
 (49) Watson, Am. Journ. **184**, 509, 1912.
 (50) O. Mügge, N. J. 1918, 75.
 (51) O. Mügge, Jahrb. Preuß. geol. Landesanstalt f. 1922 **41**, II, 208.
 (52) Cathrein, N. J. 1881 I, 169.
 (53) L. Michel, Bull. Soc. Min. Fr. **16**, 37, 1893.
 (54) Hautefeuille, C. R. **90**, 868, 1880.
 (55) Leech, Geol. Mag. 13. März 1923, S. 181.
 (56) J. de Lapparent, C. R. **178**, 581, 1924.
 (57) Lacroix, Min. de Madagascar I, 221, 1922.
 (58) Th. Vogt, Geol. För. Förh. **43**, 484, 1921.

Anatas.

Chem. Zus. TiO_2 , mit kleinem Gehalt an Fe.

Morph. Quadratisch, holoedrisch. $c = 1,7771$ Miller. (111), (117) und andere stumpfe (hhl), z. B. (5.5.11) an mikroskopischen Kristallen von Nil St. Vincent in den Ardennen; auch Pyramiden (h01) und (001) häufig. Habitus spitzpyramidal, seltener taflig nach (001). Zwillinge nach (101) (auch aus Lötrohrperlen) sind mehrfach beschrieben, solche nach anderen Gesetzen noch seltener. Nie derbe Massen.

$$111 : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 82^\circ 9'; \quad 111 : 11\bar{1} = 43^\circ 24'; \quad 117 : \bar{1}\bar{1}\bar{7} = 27^\circ 39'.$$

$$\bar{5} . \bar{5} . 11 : \bar{5} . \bar{5} . \bar{1}\bar{1} = 82^\circ 24'.$$

Koh. Den vollkommenen Spaltbarkeiten nach (001) und (111) entsprechen im Dünnschliff scharfe Risse (Bd. I, 1, Taf. V, Fig. 4), wenn die Kriställchen nicht so klein sind, daß sie ganz im Schliff liegen. — $H. = 5,5-6$. — $d = 3,82-3,95$.

Opt. Diamantglanz, bei dunkler Farbe ins Metallische neigend. — Farbe wechselnd in gelben, bräunlichen, indigoblauen, seltener grünlichen Tönen. Im durchfallenden Licht ebenso; nicht selten in konzentrischen Bändern parallel den Spaltrissen nach (111), oder auch nach den Diagonalen dieser Spaltung wechselnd. — Lichtbrechung, Doppelbrechung und Dispersion hoch; optischer Charakter negativ.

Nach den Messungen von Wülfing an einem gelben Kristall von Binnental ist (mit einem möglichen Fehler $\pm 0,0003$)

für Li	$\omega = 2,5183$	$\varepsilon = 2,4523$	$\Delta = -0,0660$
„ Na	2,5618	2,4886	-0,0732
„ Tl	2,6066	2,5262	-0,0804

Die Dispersion der Doppelbrechung ist also sehr hoch; Ehringhaus (1) fand an nach (001) dicktafligen gelblich braunen Kristallen vom Binnental

$$\left. \begin{array}{l} \Delta = -0,0649 \text{ für } \lambda = 692 \text{ } \mu\mu \\ \quad -0,0732 \quad \quad 589,3 \\ \quad -0,0804 \quad \quad 535,0 \\ \quad -0,1366 \quad \quad 404,7 \end{array} \right\} \text{daraus N} = +3,0.$$

Die Interferenzfarben sind nicht so stark übernormal, wie man danach erwarten sollte, da sich die kurzen Wellenlängen nicht so stark bemerkbar machen.

Pleochroismus schwach; bei blauen Kristallen O tiefblau, E hellblau; Weinschenk (2) fand für gelb durchsichtige Kristalle von der Wildalm sehr kräftigen Pleochroismus mit O tief blaugrün, E himmelblau, während v. Lasaulx (3) für Kristalle von Brasilien angibt: O orange, E gelb. Durch Erhitzen wird nach Weinschenk die Färbung bedeutend verstärkt. — Optische Anomalien sind häufig, besonders in tiefer gefärbten Stellen der Kristalle, während die helleren Streifen sich normal verhalten. Sie äußern sich im parallel polarisierten Licht in einer engen Lamellierung, derzufolge eine Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung eintritt. Im konvergenten Lichte öffnet sich das Interferenzkreuz in Hyperbeln. Mallard hielt daher den Anatas für mimetisch.

Phys.-Chem. (vergl. auch Rutil). Das Stabilitätsverhältnis gegen Brookit steht noch nicht fest; doch scheint A. noch bei höheren Temperaturen als Brookit beständig zu sein. Verhalten gegen Säuren und Schmelzflüsse wie Rutil.

Künstl. Darstellung. Gut meßbare künstliche Kristalle von Anatas erhielt P. Hautefeuille (13) durch die Wechselwirkung von

Wasserdämpfen und Titanfluorid bei einer Temperatur, welche den Siedepunkt des Cadmium nicht überstieg und in Verbindung mit A. Perrey (16) durch Erhitzen gefällten Titandioxydes mit Chlorwasserstoffgas bei einer Temperatur von 700°. — Bekannt ist die zuerst von G. Rose beobachtete Bildung von Anatas in den Borax- und Phosphorsalzperlen, in denen vor dem Lötrohr Titansäure gelöst wurde. B. Doss (14) hat die Umstände unter denen sie entstehen, näher ermittelt und die sehr zierlichen, vielfach verzwilligten Kristalle beschrieben.

Vork. Der A. ist als ursprünglicher Gemengteil von Eruptivgesteinen noch nicht bekannt; er scheint überall als Umwandlungsprodukt titanhaltiger Minerale betrachtet werden zu müssen. Die Mitteilungen über sein Vorkommen sind zu zahlreich, als daß sie hier einzeln aufgezählt werden könnten. So ist er beobachtet in Quarzporphyren von Oberhof (Thüringen) und von Halle, in Lenneporphyrten, häufig in chloritisierten Biotiten der Granite und Gneiße, auch in brasilianischen Nephelingesteinen. Sehr früh schon entdeckte ihn O. Schilling (5) in Harzer Diabasen, dann Diller in solchen aus dem Fichtelgebirge, Schenck in denen des Ruhrtales, wo er besonders häufig in den chloritischen Zersetzungsprodukten ihrer Augite ist, auch in den die Diabase begleitenden Spilositen und Adinolen pflegt er nicht zu fehlen. Auch in den Porphyroiden des Harzes und anderer Gegenden ist er beobachtet. Häufiger als Rutil ist er nach Lacroix (6) im chloritisierten Biotit des Porphyrites von Pranal bei Pontgibaud. In den Gneißen von Freiberg kommt er neben Brookit vor, in denen des Ossolatales fand ihn Spezia, bei Saint Etienne G. Friedel.

G. H. Williams beobachtete ihn auf Kluffflächen von Tonschiefer und schon Fr. Wöhler (7) isolierte ihn aus oolithischem Eisenerz der Steinkohle von Cleveland. Nach Scrivener sind deutliche Kriställchen auf Kluffflächen im triasischen Sandstein des mittleren England nicht selten. In den detritischen Sedimenten (Grauwacken, Sandsteinen, Schiefer-tonen) und in Kalken aller Formationen, im Granitdetritus u. a. fanden ihn Thürach (8), Cayeux und Rössler.

Diller (9), ebenso Thürach (8, 10) und Doss (11) beschrieben Anatas in Pseudomorphosen nach Titanit; auch die früher für Brookit gehaltenen Massen, die den Titanit der Kalke von St. Philipp bei Markirch pseudomorphosieren, sind nach Lacroix (17) Anatas. v. Lasaulx (3) beobachtete A. in solcher Verbindung mit Rutil von Vannes im Morbihan, daß ihm seine Entstehung aus Rutil nicht unmöglich schien, indessen sind sonst Verdrängungen von Rutil durch Anatas kaum bekannt geworden und nach Lacroix (12) wandelte sich hier der Rutil zuerst in Ilmenit um und aus diesem erst ging der Anatas hervor. Dagegen

ist in den nicht seltenen Verwachsungen von Anatas und Rutit nach Hugi (18) der Anatas offer von Rutitfilz umspinnen.

Literatur.

- (1) Ehringhaus, N. J. B. B. **41**, 376, 1917 und **43**, 609, 1920.
- (2) Weinschenk, Z. X. **26**, 405, 1896.
- (3) v. Lasaulx, Z. X. **8**, 74, 1884.
- (4) Mallard, Ann. Min. **10**, 1876.
- (5) O. Schilling, Z. D. G. G. **21**, 703, 1869.
- (6) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 191, 1891.
- (7) Fr. Wöhler, Göttinger gel. Anz. 1867, 274.
- (8) Thürach, Verhdlg. phys. med. Ges. Würzburg N. F. **18**, 273, 1884.
- (9) Diller, N. J. 1883 I, 187.
- (10) Thürach, Mitt. d. bad. geol. Land. **3**, 355, 1895.
- (11) Doss, N. J. 1895 I, 128.
- (12) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **24**, 425, 1901.
- (13) Hautefeuille, C. R. **57**, 148, 1863.
- (14) Doss, N. J. 1894 II, 147.
- (15) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 191, 1891.
- (16) Hautefeuille und Perrey, Ann. Chim. Phys. **21**, 419, 1890.
- (17) Lacroix, Minéralogie de la France 1901/09, III, 187.
- (18) Hugi, Schweiz. min. petr. Mitt. **3**, 295, 1923.

Zinnstein.

Chem. Zus. SnO_2 , oft mit kleinen Mengen Fe, die im Vorkommen von Bodenmais nach Weinschenk (1) auf FeO berechnet auf etwa 10% steigen. Auch Beimischungen von Mn, Si, Ti, Ta, Wo, Al und seltenen Erden (namentlich auch Sc) sind festgestellt, vgl. Liebisch (2).

Morph. Quadratisch, holoedrisch; $c = 0,6723$ (Becke). — Kristalle pyramidal mit (111), an einzelnen Fundorten stark gestreckt nach der Kante $111:111$ und scheinbar monoklin. Auch mit (101) und kleinen Flächen von (100) und (110). — Seltener prismatisch mit terminalem (111) (101) und (321). — Zwillinge nach (101), besonders bei pyramidalem Habitus; seltener als bei Rutil auch fein lamellar; herzförmige Zwillinge nach (301), wie bei Rutil, beobachtete L. Bougeois (3) an künstlichen Kristallen. — Subparallele und divergentstrahlige Aggregate. — Sehr oft in eckigen bis rundlichen Körnern. Das als Holz-zinn bezeichnete gealterte Hydrogel hat nach Kyropoulos (9) die kristalline Struktur des Zinnsteins.

$$111:11\bar{1} = 92^\circ 53'; \quad 111:1\bar{1}1 = 58^\circ 19'.$$

$$101:011 = 46^\circ 28'; \quad 101:10\bar{1} = 112^\circ 10'.$$

$$321:231 = 20^\circ 53',5; \quad 321:3\bar{2}1 = 61^\circ 42'.$$

Koh. Spaltung nach (100) deutlich, nach (110) undeutlich, nach Becke (4) unvollkommen auch nach (111). Hidden (5) und auch

Johnsen (6) beobachteten in Kristallen verschiedener Fundorte Zwillingslamellen nach (101), die nach der von letzterem ermittelten Begrenzung ebenso wie die entsprechenden im Rutil durch einfache Schiebungen mit $K_2 = (30\bar{1})$ entstanden sind, auch gute Absonderung nach der Zwillingsfläche zeigen. — $H = 6-7$. — $d = 6,8-7,1$.

Opt. Diamantglanz, auch Fettglanz, zumal auf Bruchflächen. Sehr selten farblos oder weiß, meistens braun, rot oder gelb, auch schwarz im auffallenden Lichte, nahezu farblos, gelblich, braun oder rötlich im durchfallenden Licht. Oft in Bändern, Streifen und Flecken, seltener in konzentrischen Zonen verschiedenfarbig. — Die Ursache der Färbung ist nicht bekannt. Traube (7) beobachtete, daß schwarzer Zinnstein von Graupen durch Glühen seine Farbe änderte, namentlich heller wurde. Pelikan (8) beobachtete in den Anwachspyramiden auch eine Art Sanduhrstruktur, Liebisch (2) stellte außerdem fest, daß die Doppelbrechung in den stark gefärbten Zonen stärker war als in den schwach gefärbten. Brechung und Doppelbrechung hoch. Optischer Charakter positiv.

Am Zinnstein von Schlaggenwald ist nach Ulr. Grubenmann für den roten Teil des Spektrums $\omega = 1,9793$ $\varepsilon = 2,0799$
 " " gelben " " " $\omega = 1,9966$ $\varepsilon = 2,0934$
 " " grünen " " " $\omega = 2,0115$ $\varepsilon = 2,1083$.

Am Zinnstein von Zinnwald nach J. Locke

$$\begin{aligned} \omega_{li} &= 1,9765 & \varepsilon_{li} &= 2,0748 \\ \omega_{na} &= 1,9923 & \varepsilon_{na} &= 2,0911. \end{aligned}$$

An künstlichen Kristallen von Talgau bei Salzburg (Prisma I) fand Baumhauer (10)

$$\begin{array}{cccc} \lambda = 608 & \lambda = 588 & \lambda = 502 & \lambda = 447 \mu\mu \\ \omega = 1,9859 & 1,9986 & 2,0203 & 2,0436 \\ \varepsilon = 2,0829 & 2,0946 & 2,1145 & 2,1345 \\ \Delta = 0,0970 & 0,0961 & 0,0942 & 0,0909 \end{array}$$

Die Dispersion der Doppelbrechung ist also gering, $N = -27,2$.

Pleochroismus meist schwach $\varepsilon > \omega$, doch beobachtete Liebisch (2) starken und Beger (11) an Lausitzer Kristallen sehr starken, ω grün, ε rot. — Optische Anomalien selten und schwach.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar, Schmelzpunkt unbekannt. Wird von Säuren nicht angegriffen; schmelzendes Ätzkali löst ihn.

Künstl. Darstellung. Die Vorkommnisse in der Natur, die zufällige Gewinnung bei Hüttenprozessen und die künstliche Darstellung des Zinnsteins durch A. Daubrée (29) und H. Sainte-Claire-Deville (30) nach denselben oder analogen Methoden, wie sie zur Darstellung des Rutils führten, sprechen gleichmäßig für eine Entstehung durch Wechsel-

zersetzung erhitzter Dämpfe oder Lösungen. Doch waren nach J. H. L. Vogt (31) die künstlichen von A. Arzruni (32) untersuchten Zinnsteine durch Oxydation von reinem geschmolzenem Zinn entstanden, ebenso wie die von Bourgeois (33) u. a. schon früher beobachteten nach (101) und (301) verzwilligten Kristalle in Bronzeschlacken. F. Beijerinck (34) beobachtete auch Zinnstein, der in den Zinngraniten von Bangka und Billiton sekundär aus wässrigen Lösungen abgeschieden sein soll.

Vork. Der Zinnstein hat seine Heimat in den Greisen und greisenartigen Graniten, von denen besonders die erzgebirgischen und cornwallisischen Vorkommnisse oft und genau untersucht wurden. v. Miklucho-Maclay (12) wies ihn neben Rutil im Lithionglimmer des Greifensteiner Granits, A. Sauer (13) im Triberger Granit bei Hornberg, F. Schalch auf Quetschzonen des Granits bei Friedenweiler im Schwarzwald, Alfr. Stelzner und A. Schertel (14) neben Quarzmikrolithen in der Freiburger Zinkblende nach, Hussak (15) in brasilianischen Turmalin und Lithionglimmer führenden Graniten, Lacroix (17) von französischen Fundorten, z. T. mit erheblichem Nb- und Ta-Gehalt, Day (16) in Greisen von Kings Mountain, N.-Car. und in Turmalingranit von Virginia, Fairbanks (18) von Temescal in S.-Kalifornien in Turmalingranit. R. Beck (19) berichtete über die Vorkommen von Bangka und Billiton nach den Beobachtungen von Verbeek; daraus ist hervorzuheben, daß eine warme Quelle bei Selangar einen Kieselsinter mit 0,5 % SnO_2 abscheidet. Molengraaff (20) beobachtete ihn auf Pegmatitgängen im Granit und in den kontaktmetamorphen Schiefen des Swazilandes; bei Pitkäranta am N.Ufer des Ladoga-Sees als pneumatolytische Bildung in kontaktmetamorphen Kalken nach Trüstedt (35). v. Firks (21) machte weitere Angaben über das zuerst von v. Groddeck beschriebene Vorkommen vom Mount Bischoff in Tasmanien. Etwas abweichend (namentlich durch die Paragenese mit Ca- und Mg-reichen Bo- und F-Mineralien) scheint nach Knopf (22) das Vorkommen von Seward Peninsula, Alaska.

In den meisten dieser Vorkommen und zahlreichen weiteren, hier nicht genannten, erscheinen in Begleitung des Zinnsteins Quarz, Turmalin, Topas u. a. F- und B-Mineralien, ferner Be- und Li-Mineralien, Phosphate, Verbindungen von Ur, Mo und Wo und Kaolin. Davon werden die meisten, wie der Zinnstein selbst, als Produkte einer pneumatolytischen Metamorphose, nämlich der Umwandlung der Gesteine durch hochtemperierte Lösungen und Dämpfe von HF, SnF_4 , BF_3 u. a. aufgefaßt, wobei der Zinnstein durch die Reaktion



entstand. Es ist anzunehmen, daß dieses Gleichgewicht sich ähnlich mit Temperatur und Druck verschiebt, wie E. Baur (23) dies für das System mit SiO_2 anstatt SnO_2 gezeigt hat.

Ohne F- und B-Mineralen, dagegen gesellt mit sulfidischen Erzen, findet sich der Zinnstein nach Stelzner (24) auf den bolivianischen Lagerstätten¹⁾, nach Bergeat (25) bei Campiglia Marittima und nach Lacroix (26) bei Hin Boun (Laos).

In manchen kornwallischen Graniten finden sich radialstrahlige Aggregate, die an die Turmalinsonnen der Luxullianite erinnern. Auch Pseudomorphosen nach Turmalin scheinen vorzukommen (nach Collins, 27), auch solche von Zinnstein + Turmalin nach Quarz nach Scrivenor (28). Bekannt sind die Pseudomorphosen von Zinnstein nach Orthoklas von Cornwall.

In ursprünglich wohl kolloiden Glaskopf-ähnlichen Massen (sog. Holzzinn) in Cornwall und namentlich auf den bolivianischen Lagerstätten.

Mit basischen Eruptivgesteinen genetisch verknüpft ist Zinnstein bisher nicht bekannt.

Literatur.

- (1) Weinschenk, Abhd. Bayer. Ak. Wiss. **21** II, 385, 1901.
- (2) Liebisch, S. B. A. 30. März 1911.
- (3) Bourgeois, Bull. Soc. Min. Fr. **11**, 58, 1888.
- (4) Becke, T. M. M. **2**, 244, 1876.
- (5) Hidden, Am. Journ. **20**, 410, 1905.
- (6) Johnsen, Centralbl. 1908, 426.
- (7) H. Traube, N. J. B. B. **10**, 475, 1896.
- (8) Pelikan, T. M. P. M. **16**, 1, 1896.
- (9) Kyropoulos, Zeitschr. f. anorg. Chemie **99**, 197, 1917.
- (10) Baumhauer, Z. X. **47**, 1, 1909.
- (11) Beger, N. J. 1914 II, 161.
- (12) v. Miklucho-Maclay, N. J. 1885 II, 88.
- (13) Sauer, Erltrg. Bl. Triberg, geol. Spez.-Karte v. Baden, 1899, S. 22.
- (14) A. Stelzner und Schertel, Jahrb. Berg- u. Hüttenwesen, Königr. Sachsen 1886.
- (15) Hussak, T. M. P. M. **12**, 463, 1892.
- (16) Day, Min. Res. U. S. f. 1893. Washgt. 1884.
- (17) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **17**, 36, 1894.
- (18) Fairbanks, Am. Journ. (4) **4**, 39, 1897.
- (19) R. Beck, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, 121.
- (20) Molengraaff, Trans. Geol. Soc. South-Africa, Johannesburg, **4**, 141, 1898 und nach N. J. 1910 I, — 264 —.
- (21) Firks, Z. D. G. G. **51**, 431, 1899.

¹⁾ Was aber von Rumbold (nach N. J. 1912 I, — 284 —) für einige widerlegt scheint. Auch nach Kozlowski (Bull. Soc. Min. Fr. 1921, 128) wird das Zinnerz in der Cordillera Orientale Boliviens vielfach von Turmalin und Serizit, auch von Apatit, seltener von Flußspat begleitet.

- (22) Knopf, U. S. Geol. Surv. Bull. **358**, 1908.
 (23) E. Baur, Zeitschr. phys. Chem. **48**, 483, 1904.
 (24) Stelzner, Z. D. G. G. **49**, 51, 1897.
 (25) Alfr. Bergeat, N. J. 1901 I, 135.
 (26) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **24**, 421, 1901.
 (27) Collins nach Hintze, Handb. d. Min. I, 1700.
 (28) Scrivenor, nach N. J. 1913 II, — 377 —.
 (29) Daubrée, C. R. **29**, 227, 1849.
 (30) H. Sainte-Claire-Deville, C. R. **46**, 764, 1858 und **53**, 161, 1861.
 (31) J. H. L. Vogt, Z. X. **31**, 279, 1899.
 (32) Arzruni, Z. X. **25**, 469, 1896.
 (33) Bourgeois, Bull. Soc. Min. Fr. **11**, 58, 1888.
 (34) Beijerinck, N. J. B. B. **11**, 444, 1897/98 und Jaarb. van het Mijnwesen in Nederl. Oost-Indie. 1899, **28**, 86.
 (35) Trüstedt, Bull. Comm. géol. Finlde., **19**, 1907.

Zirkon.

Chem. Zus. $ZrSiO_4$, manchmal mit kleinen Mengen anderer Elemente, darunter namentlich auch seltene Erden, Uran und Thorium (1). Im Naëgit nach Wada (2) 5% ThO_2 , 7,7% Nb_2O_5 + Ta_2O_5 , 3,0% UO_3 und 9,9% Y_2O_3 . Hafnium ist nach v. Hevesy und Jantzen (38) in vielen Zirkonen in merklichen Mengen enthalten (meist 1—4% HfO_2), im Naëgit bis 7%, im Alvit von Krageroe 16%. Über das Wasser im Malakon vergl. unt. S. 106 und 108.

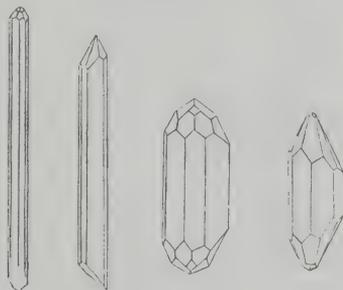


Fig. 17.

Nach J. P. Iddings.

Morph. Quadratisch holoedr., $c=0,6404$ (Kupffer). Nach Johnsen (3) folgt aus den Röntgen-Untersuchungen von Vegard höchstens hemimorph-hemiedrische Symmetrie. — In Eruptivgesteinen streng idiomorph, von kurzprismatischer, seltener langprismatischer Tracht (110) (eben), (100) (glatt, aber uneben); am Ende (111), auch (331) und (221); an langprismatischen Kristallen oft (311) am Ende herrschend (Fig. 17 und Taf. IV, Fig. 3). Pyramidale Ausbildung mit herrschendem (111) recht selten. — Zwillinge nach (101) mikroskopisch nicht bekannt. — Größe

anscheinend bis zum submikroskopischen herabgehend. — In Schicht- und Schiefergesteinen sind die Zirkone oft bis zur Kugel- und Eiform gerundet.

$$\begin{array}{lll} 111 : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 56^\circ 40',5 & 331 : \bar{3}\bar{3}\bar{1} = 83^\circ 9' & 311 : \bar{3}\bar{1}\bar{1} = 32^\circ 57' \\ 111 : 1\bar{1}\bar{1} = 95^\circ 40' & 331 : 3\bar{3}\bar{1} = 40^\circ 25' & 311 : 100 = 31^\circ 43'. \end{array}$$

Koh. Die wenig vollkommene Spaltung nach (110) ist an den mikrolithischen Zirkonen nicht, an größeren Individuen besonders bei angenähert basalen Schnitten sehr deutlich; daneben Andeutungen einer Spaltbarkeit nach (111). Bruch muschlig. — H. = 7,5. — d = 4,0 bis 4,86, bei Malakon, der bis zu 10% Wasser enthalten kann, bis auf 3,9 sinkend.

Opt. Diamantglanz; auf (100) und auf Bruchflächen fettig. Im auffallenden Lichte braun, rot, gelb, grau, selten farblos oder grünlich, im durchfallenden Lichte farblos bis lichtgelblich oder lichtrosa, selten bräunlich oder hellviolett. Oft verschiedenfarbig in Bändern parallel der äußeren Umgrenzung oder nach Kern und Schale, auch wohl in den Diagonalen des Prismas anders als parallel den Flächen. — Brechungsindizes und Doppelbrechung hoch; optischer Charakter positiv.

d	λ	ω	ε	Δ			
—	Na	1,9239	1,9682	0,0443	Sanger (Ceylon)		
—	Na	1,9313	1,9931	0,0618	„ (Miask)		
4,654	656,3	1,9178	1,9730	0,0552	} Tornow (4)		
		561,6	1,9301	1,9832		0,0531	
	486	1,9428	1,9961	0,0533			
	668	1,9187	1,9770	0,0583			
	588	1,9266	1,9843	0,0577		} Baumhauer (5) Ceylon, vor dem Glühen	
	502	1,9388	1,9965	0,0576			
	447	1,9506	2,0088	0,0582			
	rot	1,9188	1,9775	0,0587			
		gelb	1,9262	1,9849		0,0588	} wie vorher, nach dem Glühen
		grün	1,9390	1,9978		0,0589	
	indigo	1,9498	2,0100	0,0602			
4,583	Li	1,9179	1,9757	0,0578	} Sabot (6) Ambositra, Madagaskar		
	Na	1,9257	1,9854	0,0597			
	Tl	1,9327	1,9908	0,0581			
4,682	Li . .	1,9180	1,9769	0,0589	} Kalb (37) Prov. Chantaboon Siam.		
$\pm 0,001$	Na . .	1,9255	1,9847	0,0592			
t = 15–20	Tl . .	1,9326	1,9920	0,0594			

Die Dispersion der Doppelbrechung fand Ehringhaus (7) in einer Platte unmerklich ($N = + 172$).

Mit der Beziehung der auffallend stark schwankenden Dichte zu der ebenso stark schwankenden Licht- und Doppelbrechung und den optischen Anomalien beschäftigten sich R. Koechlin (8) und S. Stevanovič (9). Dieser fand an braunen, einaxigen, optisch positiven Zirkonen

geschieben von Ceylon mit $d = 4,06$, die durch starkes Glühen auf 3,965 sank, so schwache Doppelbrechung, daß die von einem Prisma mit $\alpha = 24^\circ 18'$ gelieferten Bilder kaum zu trennen waren. $n_{na} = 1,8259$ sank durch starkes Glühen auf $n_{na} = 1,7914$, ebenso $n_{ni} = 1,8163$ auf 1,7872. Dabei änderte sich die Farbe des Minerals von Braun in Zeisiggrün. — Zirkone mit der Dichte von etwa 4,7 verhielten sich optisch normal, vergl. auch Tabelle I. Am grünlichen Zirkon von Ceylon stieg die Dichte durch Glühen von 4,33 auf 4,66, die grüne Farbe verschwand, die Lichtbrechung stieg zur normalen Höhe und das zweiachsige Mittelfeld einer Platte $\parallel (001)$ wurde vollkommen einachsig, während in den äußeren Schalen noch Störungen zurückblieben. Auch Lacroix (10) beobachtete am (Ur-haltigen) Zirkon von Madagaskar Schwankungen der Dichte von 3,98—4,70, verbunden mit Schwankungen der Färbung. Bei den leichteren stieg die Dichte nach dem Erhitzen bis 4,45, gleichzeitig auch die Doppelbrechung von einem Wert etwa wie bei Quarz auf den normalen. Nach Sabot (6) wurde der in Tabelle I aufgeführte anfangs dunkelbraune Kristall von Ambositra nach dem Erhitzen auf 500° (75 Min.) farblos und verlor auch ein wenig an Gewicht, weiteres Erhitzen auf 950° (90 Min.) brachte keinen weiteren Gewichtsverlust, aber der Kristall wurde wieder dunkler, er schien das vorher auf Sprüngen angehäuften Pigment wieder resorbiert zu haben. Neuerdings hat namentlich Quensel (11) an Zirkonen in den Alkaligesteinen von Almunge alle Übergänge zwischen solchen mit „normaler“ Doppelbrechung und solchen, z. T. schmutzig weißen, z. T. aber auch vollkommen klaren und farblosen und dabei vollkommen isotropen beschrieben.

Nach O. Mügge (12) sind die großen Schwankungen der Dichte, der Brechung, der Doppelbrechung und des Wassergehaltes wahrscheinlich mindestens z. T. radioaktiven Ursprungs, nämlich der Anfang einer Isotropisierung durch die zertrümmernde Wirkung der α -Strahlen. Auch die bei mikroskopischen Zirkonen wenig auffallenden optischen Anomalien scheinen mit der durch die Isotropisierung bewirkten Ausdehnung und dabei entstehenden gewaltigen Pressung zusammenzuhängen. Die Pressung macht sich öfters durch zahlreiche Sprünge bemerklich, die von radioaktiven Zirkoneinschlüssen in Hornblenden usw. ausstrahlen.

Spezia (13) sah die Ursache der Färbung der Ceyloner Hyazinthen in dem geringen Eisengehalt, da die Farbe verschwand und wiederkehrte je nachdem er das Mineral in einer reduzierenden oder oxydierenden Flamme behandelte. v. Kraatz-Koschlau und Wöhler (14) wiesen organische Substanz im gefärbten Zirkon nach und sahen darin das Pigment. Nach Doelter (15) entfärbt sich Zirkon über Radium (durch β -Strahlen?) und da vom Rath eine leichte Verfärbung gerade des mit

Orthit vom Laacher See vergesellschafteten Zirkons beobachtet hatte, nahm Brauns (16), der fand, daß er sich über Radium färbte, Ra-Strahlung als Ursache der Färbung in Zirkon der Auswürflinge (in denen Ur nachzuweisen war) an. Strutt (17) sprach die Idee aus, daß durch Erhitzung entfärbter radioaktiver Zirkon auch durch Selbstbestrahlung seine Farbe wieder gewinnen könne.

Pleochroismus schwach. Nach W. Haidinger ist bei bräunlich perlgrauen Kristallen von Ceylon O nelkenbraun, E spargelgrün, bei blaßnelkenbraunen ebendaher O grauviolett, E graulivengrün, bei gelblichweißen O blaßblau, E blaßgelb. Im Dünnschliff ist der Pleochroismus nicht wahrnehmbar.

Radioaktiv: Strutt (18) fand den Gehalt an Ra etwa zwischen 0,3—0,5 Milliontel ‰, den an Th zwischen 0,307—0,227 ‰ für das Vorkommen von North-Carolina und Virginia; es ist aber anzunehmen, daß er im Ganzen in viel weiteren Grenzen schwankt. Die Wirkung des Zirkons (oder mit ihm verwachsener sehr kleiner Teilchen) auf die photographische Platte wurde von O. Mügge (19) und Gudden (20) nachgewiesen und daraus von ersterem auf den radioaktiven Ursprung der den Zirkon umgebenden pleochroitischen Höfe (Taf. IV, Fig. 6) im Biotit u. a. geschlossen, nachdem kurz zuvor Joly (21) dieselbe Vermutung ausgesprochen hatte. Pleochroitische Höfe scheinen bei Zirkonen von dem gewöhnlichen Gehalt an radioaktiven Stoffen auf Gesteine höheren geologischen Alters (vortriasisch) beschränkt.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar; Schmelzpunkt unbekannt. (für reines ZrO_2 nach Ruff (22) ca. 2585°)¹⁾. Von Säuren, auch HF, nicht merklich angegriffen außer in feinem Pulver von heißer konzentrierter H_2SO_4 . Löslich in schmelzenden Alkalikarbonaten; dabei entstehen unter gewissen Bedingungen hexagonale Täfelchen von ZrO_2 .

Die bei manchen Zirkonen beobachtete Umwandlung in eine meist isotrope und trübe wasserhaltige Substanz, die mit den Namen Malakon, Cyrtholith, Oerstedtit u. a. belegt ist, glaubte Brögger (33) auf eine chemische, schon in einer späteren Periode der Gangbildung selbst vorgegangene Umwandlung zurückführen zu sollen (welche allerdings vorzugsweise Minerale mit seltenen Erden betroffen hätte) und

¹⁾ Nachdem schon Troost das Herausdampfen der SiO_2 aus Z., der in den elektrischen Lichtbogen gebracht war, beobachtet hatte (nach Abbegg, Handb. anorg. Chem. III, 2, 491, 1909) stellte Weigel (briefl. Mitt.) fest, daß die ersten Spuren von SiO_2 -Dämpfen schon bei 1800° austreten, während sie bei 2000° in dicken Wolken entweichen und einen weißen, emailleartigen bröckligen Rest wesentlich von ZrO_2 hinterlassen. Moissan (bei Abbegg, s. o.) beobachtete, daß Zirkon bei schnellem Erhitzen schmilzt, aus der Schmelze aber stürmisch SiO_2 -Dämpfe entweichen.

Quensel (11) glaubt ähnliches für das Vorkommen von Almunge annehmen zu sollen. Zambonini (34) fand in einem noch stark doppelbrechenden homogenen, fast farblosen Malakokristall von Hitterö 7,83% H_2O , wovon bis 465° durchaus stetig 6,14% abgegeben wurden. Zambonini nimmt an, daß das Wasser ähnlich wie in Zeolithen oder wie in Colloiden gebunden sei und zwar annähernd entsprechend der Formel $\text{ZrSiO}_4 \cdot 1\text{H}_2\text{O}$. Lacroix (39) fand im Malakon Madagaskars, der als pneumatolytische Bildung von Beryll, Betafit, Euxenit, Iserit u. a. Mineralien begleitet wird, kolloide Teilchen neben kristallinen. Die Analyse ergab 1,16% ThO_2 und nicht nur Wasseraufnahme, sondern auch SiO_2 -Abgabe. Verf. möchte glauben, daß in Malakon teilweise Isotropisierung durch α -Strahlung vorliegt und das Wasser von den isotropisierten Teilen wie von anderen dispersen Systemen absorbiert ist, zumal mit einer gewöhnlichen chemischen Umwandlung das Abwechseln unveränderter und umgewandelter Substanz in mikroskopisch dünnen Schichten schwer vereinbar ist.

Künstl. Darstellung. H. Sainte-Claire Deville und Caron (35) erhielten Zirkon in meßbaren Kristallen, als sie bei Rotglut Fluorsilicium auf Zirkonerde oder Fluorzirkonium auf Kieselerde einwirken ließen. — K. von Chrustschoff (36) gelang die Darstellung durch zweistündige Erhitzung gelatinöser Kieselerde und Zirkonerde bei Rotglut im dampfdichten Platintiegel.

Vork. Der für die Zirkone in hohem Grade charakteristische schalige Bau pflegt genau der äußeren Begrenzung parallel zu gehen, besonders scharf geradlinig in der Prismenzone. — Einschlüsse sind nicht selten, aber gewöhnlich nicht zahlreich in einem Kristall, die starke Lichtbrechung erschwert ihre Bestimmung; sicher nachgewiesen sind Flüssigkeitseinschlüsse durch die Beweglichkeit ihrer Libellen. Einschlüsse ohne Libellen haben immer sehr breite Ränder der Totalreflexion und sind oft auffallend groß bei vielfach geschweiften oder gezackten Umrissen. Selten haben sie die Form ihres Wirtes. Ob sie als Glas- oder Gaseinschlüsse anzusehen seien, ist nicht sicher erwiesen. Auch Apatit und unbestimmbare nadelförmige Mikrolithe kommen vor. Brammal und Harwood (40) beobachteten im Zirkon des Dartmoor-Granits außer Apatit auch Monazit, was wegen dessen Radioaktivität von Interesse ist.

Der Zirkon ist als Nebengengenteil in den kieselsäurereicheren Tiefengesteinen der Granit-, Syenit-, Eläolithsyenit- und Dioritreihe, sowie ihrem Gangfolge und ihren Effusivformen allverbreitet. Sehr spärlich erscheint er in den verschiedenen Ausbildungsformen gabbroider und peridotitischer, etwas häufiger in denen theralithischer Magmen. Anscheinend ist er reichlicher in Tiefen- als in Ergussgesteinen. In den

pegmatitischen Gängen der Alkaligesteine ist er zuweilen stark angereichert (Südnorwegen, Miask, Madagaskar?). Aus den Eruptivgesteinen stammen auch die Zirkone der kristallinen Schiefer, besonders der Gneise und der Sedimente. Hier zeigt er oft deutliche Geröllform, wenngleich es auch an scharfen Kriställchen nicht fehlt, zumal bei sehr geringen Dimensionen. Die oft vollkommen abgerundeten sehr kleinen Körner in manchen kristallinen Schiefen und Kontaktgesteinen können schon ihrer Kleinheit wegen diese Form nicht durch Abrollung erhalten haben (z. B. im Cordierit von Bodenmais).

Der Zirkon wurde früher öfter mit Rutil verwechselt; mit Sicherheit erkannt (wie die Abbildungen zeigen) wurde er von G. Hawes (23) in Graniten; die weite Verbreitung und die petrographische Bedeutung des Zirkons zuerst richtig erfaßt und ausgesprochen zu haben, ist ein Verdienst von A. E. Törnebohm (24). In reinem Zustande aus den Gesteinen isoliert, durch qualitative Reaktionen und Winkelmessung bestimmt wurde er von Th. von Ungern-Sternberg (25) und H. Rosenbusch im Rapakiwi Finnlands, quantitativ analysiert von A. Renard (26) und K. v. Chruschtschoff (27). Mit der Verbreitung des Zirkons in den verschiedensten Eruptiv- und Schichtgesteinen auf primärer und sekundärer Lagerstätte beschäftigt sich die Arbeit von H. Thürach (28). In den Sanden beschrieben ihn A. Michel-Lévy (29) und Uzielli (30) u. a. Besonders reichlich trifft man ihn in den aus Graniten oder aus dem Grundgebirge stammenden Sanden. (Ceylon, N.-Carolina; sehr zierliche und flächenreiche Kriställchen in brasilianischen und anderen sog. Monazitsanden.)

Allenthalben, wo der Zirkon als ursprünglicher Gemengteil in den Gesteinen vorkommt, gehört er zu den allerältesten Bildungen derselben; daher sein strenger Idiomorphismus und sein Auftreten als Einschluß in den übrigen ihm zugesellten Gemengteilen. Zweifelsohne ist er älter als alle Silikate, dagegen umschließt er Apatitmikrolithe und nicht mit voller Sicherheit ist sein Alter gegenüber den Erzen festzustellen.

In jüngeren Eruptivgesteinen ist er stellenweise auffallend häufig, zum Teil aufgewachsen in Hohlräumen intratellurischer Ausscheidungen (Sanidinit-Auswürflinge des Vesuv, Laacher Sees, der Azoren), zum Teil auch anscheinend als Schmelzrest von von den Laven eingeschmolzenen Tiefengesteinen und kristallinischen Schiefen (Niedermendig, Espaily).

Der Azorit Teschemacher's aus den Sanidiniten von San Miguel ist nach den Messungen und der Analyse von A. Osann (31), sowie nach den Beobachtungen von L. Hubbard (32) ein meist pyramidaler, seltener kurz prismatischer Zirkon. Beobachtet wurden neben (111) und (110) auch (331) und (100). Die Farbe ist wasserhell, weiß, schwach grünlich. Größe und Charakter der Doppelbrechung ist wie bei Zirkon.

Literatur.

- (1) Linnemann, S. W. A. **91**, II, 1019, 1885.
- (2) Wada, Beitr. Min. Japans **2**, 23, 1906.
- (3) Johnsen, Centralbl. 1919, 102.
- (4) Tornow bei Stevanovič, Z. X. **37**, 249, 1903.
- (5) Baumhauer, Z. X. **47**, 4, 1910.
- (6) Sabot, Dissert. Genf, 1914, S. 80.
- (7) Ehringhaus, N. J. B. B. **43**, 613, 1919.
- (8) Koechlin, T. M. P. M. **20**, 368, 1903.
- (9) Stevanovič, Z. X. **37**, 247, 1903.
- (10) Lacroix, C. R. **155**, 672, 1912.
- (11) Quensel, Bull. Geol. Inst. Upsala **12**, 171, 1913.
- (12) O. Mügge, Centralbl. 1922, 721.
- (13) Spezia, Atti Acc. Torino, 8. Juni 1899, **34**.
- (14) v. Kraatz-Koschlau und Wöhler, T. M. P. M. **18**, 304, 1899.
- (15) Doelter, S. B. W. 9. Febr. 1911.
- (16) R. Brauns, N. J. B. B. **35**, 194, 1913.
- (17) Strutt, Proc. Roy. Soc. A. **89**, 405, 1914.
- (18) Strutt, Proc. Roy. Soc. A. **76**, 81, 1905.
- (19) O. Mügge, Centralbl. 1907, 397 und 1909, 114 und 146.
- (20) Gudden, Göttinger Dissert. 1919, S. 41.
- (21) Joly, Phil. Mag. März 1907, S. 381.
- (22) Ruff, Zeitschr. anorg. Chem. **82**, 391, 1913.
- (23) Hawes, Mineralogy a. Lithologie of New Hampshire Concord 1878, 75.
- (24) Törnebohm, Geol. Förh. **3**, Nr. 34, 1876.
- (25) v. Ungern-Sternberg, Dissert. Leipzig 1882.
- (26) Renard, Bull. Ac. Roy. Belgique **3**, Nr. 2, 1882.
- (27) v. Chrustschoff, T. M. P. M. **7**, 423, 1886.
- (28) Thürach, Verhdl. phys. med. Ges. Würzburg **18**, 273, 1884.
- (29) Michel-Lévy, Bull. Soc. Min. Fr. **1**, 39, 1878.
- (30) Uzielli, Atti R. Acc. Lincei Roma (2), **3**, 1876.
- (31) Osann, N. J. 1887 I, 115 und 1888 I, 126.
- (32) Hubbard, Sitzgsber. Niederrhein. Ges. Bonn, 7. Juni 1886.
- (33) Brögger, Z. X. **16**, 110, 1890.
- (34) Zambonini, nach Z. X. **49**, 94, 1912.
- (35) H. Sainte-Claire Deville und Caron, C. R. **32**, 625, 1851; **46**, 764, 1858 und **52**, 760, 1861.
- (36) v. Chrustschoff, N. J. 1892 II, 232.
- (37) Kalb, Centralbl. 1924, 65.
- (38) v. Hevesy und Jantzen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **133**, 113, 1924.
- (39) Lacroix, Minéralogie de Madagascar, I, 239, 1922.
- (40) Brammal und Harwood, Min. Mag. **20**, 27, 1923.

Villiaumit.

NaF in wahrscheinlich tetragonalen (von den künstlichen regulären also verschiedenen) Kristallen. Wurde von Lacroix (1) im Nephelinsyenit von Ruma (Los-Archipel, Guinea) aufgefunden. Spalt. || (001) und

nach einem tetragonalen Prisma. H . wenig über 2, $d = 2,79$. Karminrot, sehr schwache, negative Doppelbrechung, $n = 1,328$ Na; starker Pleochroismus, ω karminrot, ε goldgelb.

Etwas löslich in Wasser, aus dem es regulär kristallisiert. Entfärbt sich beim Glühen, leicht schmelzbar.

Als Füllsel zwischen den Feldspaten des Nephelinsyenits und auch in einem Ganggestein von Ruma, z. T. auch in feiner Verteilung die Gemengteile durchtränkend und rot färbend. Wohl aus dem letzten Magmarest bei niedriger Temperatur mit Analcim und Mesotyp kristallisiert. Andere Begleiter sind Flußspat, Låvenit, Astrophyllit.

Literatur.

(1) Lacroix, C. R. **146**, 213 1908, **166**, 539 1918 und **178**, 1109, 1924.

Xenotim.

Chem. Zus. YPO_4 mit wechselnden Mengen von Er und Ce, auch mit Th, Fe, U, Si, Al, Mg, Ca, Pb und H_2O ; Spuren von N, He [Erdmann (1)].

Morph. Quadratisch, holoedr.¹⁾, $c = 0,6187$ (Klein). Vorherrschend pyramidal, als Gesteinsgemengteil auch prismatisch mit (111), (110), (100); selten und untergeordnet (101), (201), (331) u. a. F. — Zwillinge nach (101). Mikroskopische Verwachsungen mit Zirkon in Parallelstellung beschrieb G. Friedel (10) aus Kordiorit vom Col de Pavezin (Loire). — Rundliche Körner. — $111 : 111 = 82^\circ 22'$.

Koh. Spaltbarkeit gut nach (110). — Bruch uneben bis splittrig. — $H. = 4-5$. — $d = 4,46-5,1^2)$.

Opt. Glasglanz auf Kristallflächen, auf Bruchflächen und an geröllten Körnern Fettglanz ins Harzartige. Farbe im auffallenden Licht braun in verschiedenen Tönen, fleischrot, gelblich, graulichweiß, grünlich, auch wechselnd in demselben Kristall; im durchfallenden farblos, gelblich, hellbräunlich. Starke Lichtbrechung und Doppelbrechung:

¹⁾ Brögger, (Geol. För. Förh. **6**, 744, 1883) beobachtete auch hemimorphe Ausbildung, ebenso Hussak (T. M. P. M. **12**, 468, 1892), indessen ist die auf Grund der Röntgen-Untersuchung von Vegard sich ergebende Struktur nach Johnsen (Centralbl. 1919, 104) mit Holoedrie verträglich.

²⁾ Penfield (Am. Journ. **45**, 398, 1893) fand in einem sehr frischen und reinen Kristall von El Paso Co., Col. (von fast genau der theoretischen Zusammensetzung und dem Mol. Gew. der Yttererden 284) $d = 5.106$.

Li $\omega = 1,7166$	$\varepsilon = 1,8113$	$A = + 0,0947$	} Kraus und Reiting- tinger (2) (an Hussakit).
Na 1,7207	1,8155	0,0948	
Tl 1,7244	1,8196	0,0952	

Hinreichend durchsichtige Kristalle geben im Spektroskop die Absorptionsstreifen von Er und Y, was Derby (4) als bequemes Erkennungsmittel empfiehlt.

Radioaktiv, nach einer Messung von Strutt (3) beträgt der Gehalt an Ra 0,90 Milliontel %, der an Th 3,89 %. Beobachtungen über radioaktive Wirkungen in Gesteinen liegen bisher anscheinend nicht vor.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar; Schmelzpunkt unbekannt. Konzentrierte H_2SO_4 zersetzt ihn beim Kochen. — Die künstlichen Darstellungsverfahren sind noch ohne Beziehung zu den natürlichen Bildungsweisen.

Vork. Der X. kommt in größeren Kristallen auf Pegmatitgängen der Granite, seltener der Elaeolithsyenite vor, und zwar nach Scharizer (5) auch zusammen mit Monazit auf demselben Gänge, nach Hussak zuweilen in regelmäßiger Verwachsung mit ihm. Als sehr verbreiteten Übergemengteil in kleinen Individuen von 0,2 bis höchstens und selten 1 mm Länge wies ihn Orville A. Derby (4) in gangförmigen Muscovitgraniten Brasiliens und in den Flußsanden nach, die aus granitischen Gesteinen stammen. Er betont den Muscovitgehalt der Xenotim-führenden Granite und Gneise und die konstante Assoziation des Xenotims, der hier nach (110) gestreckt und gewöhnlich nur $\frac{1}{4}$ mm groß ist mit Zirkon und Monazit. Hussak (7) fand in Xenotimen brasilianischer Sande in mehr oder minder regelmäßiger Stellung Einschlüsse von Zirkonsäulchen. Eine Trübung der Kristalle rührt oft von Flüssigkeitseinschlüssen, in anderen Fällen von Wasseraufnahme her, vielleicht ähnlich wie beim Malakon. Auch auf Madagaskar nach Lacroix (9) in Gneisen, Graniten und Pegmatiten stets begleitet von Monazit, vielfach auch von Zirkon, Magnetit, Titaneisen, Rutil und Sillimanit.

Der Hussakit ist nach Hussak (8) nicht verschieden von Xenotim.

Literatur.

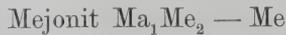
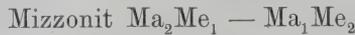
- (1) Erdmann, Ber. deutsch. chem. Ges. **29**, 897 und 1710, 1895.
- (2) Kraus und Reiting, Z. X. **34**, 270, 1901.
- (3) Strutt, Proc. Roy. Soc. A. **76**, 81, 312, 1905.
- (4) Derby, Am. Journ. **41**, 308, 1891.
- (5) Scharizer, Z. X. **23**, 14, 1888.
- (6) Hussak, T. M. P. M. **18**, 347, 1899.
- (7) Hussak, T. M. P. M. **12**, 465, 1892.
- (8) Hussak, Centralbl. 1907, 534.
- (9) Lacroix, Min. de Madagascar I, 342, 1922.
- (10) G. Friedel, Bull. Soc. franç. Min. **35**, 212, 1912.

Skapolithgruppe.

Chem. Zus. Nach der Auffassung von Tschermak (1) sollten die Sk. Mischungen der beiden, in reinem Zustande nicht bekannten Verbindungen



sein, von denen die erste zu 84% im vesuvischen Marialith, die zweite zu 88% im vesuvischen Mejonit vorliegen sollte. Als Glieder dieser Mischungsreihe wurden unterschieden:



Nachdem schon früher von F. D. Adams (2) ein Gehalt an SO_3 und CO_2 , welch letzterer aber als sekundär angesehen wurde, beobachtet war, scheint es jetzt durch die Untersuchungen von Borgström (3) als sicher erwiesen, daß es nicht nur Chlor-, sondern auch Sulfat- und namentlich auch Carbonat-Skapolithe gibt, während eine Notwendigkeit, auch den Oxyd-Sk. Tschermak's anzunehmen nicht vorliegt¹⁾. Die Sk. erscheinen danach als Mischungen von mindestens fünf Komponenten von folgender Zusammensetzung:

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	Cl	SO_3	CO_2	
$\text{Ma} = 3 \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl}$	64,05	18,07	—	14,63	4,18	—	—	Chloridmarialith
$\text{MaS} = 3 \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	58,44	16,51	—	16,41	—	8,64	—	Sulfatmarialith
$\text{MaK} = 3 \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$	60,82	17,18	—	17,07	—	—	4,93	Carbonatmarialith
$\text{MeK} = 3 \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$	38,68	32,72	23,00	—	—	—	4,70	Carbonatmejonit
$\text{MeS} = 3 \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaSO}_4$	37,18	31,52	23,07	—	—	8,23	—	Sulfatmejonit.

Die Ähnlichkeit mit der Zusammensetzung der Plagioklase, mit denen die Sk. morphologisch verwandt und auch genetisch eng verknüpft sind, springt in die Augen. Da die Brechungsindizes nach Himmelbauer mit dem Ca-Gehalt steigen und dasselbe nach Borgström auch für den CO_2 -Gehalt gilt, ist es möglich, daß die CO_2 hauptsächlich an das Mejonit-Molekül gebunden ist. Nach V. M. Goldschmidt (4) ist es nicht ausgeschlossen, daß die Sk. auch erhebliche Mengen K und H_2O aufnehmen können, was namentlich für die Bestimmung aus den optischen Eigenschaften in Betracht kommt, da diese Bestandteile den Brechungsindex stark zu erniedrigen pflegen. — Lacroix (5) fand in

¹⁾ R. Brauns (N. J. B. B. 39, 81, 1914) hatte schon in den Sk. vom Laacher See bis 3,07% SO_3 gefunden und angenommen, daß diese wesentlich an CaO gebunden sind, dabei aber an der Existenz des Oxyd-Sk. festgehalten und den Gehalt an CO_2 übersehen. Nach späteren Untersuchungen (N. J. 1917, 9) glaubt Br., daß die Annahme des Tschermakschen Oxyd-Mejonits und eines chlorfreien Marialiths nicht zu umgehen ist.

den Kristallen von Madagaskar auch einen kleinen Gehalt an Fe und F, auch Shannon (39) in Skapolith von Long Hill, Trumbull, Conn. 2,74F neben 1,98Cl und 0,55 H₂O.

Morph. Quadratisch, entscheidende Beobachtungen, ob holodrisch oder pyramidal-hemiedrisch, liegen bisher nicht vor; ein Laue-Diagramm könnte hier entscheiden.

Mejonit $c = 0,4393$ (Scacchi-Kokscharow)

Marialith $c = 0,4417$

Himmelbauer (6) extrapolierte aus den Messungen an mehreren analysierten Mischungsgliedern (der Tschermakschen Reihe)

für reinen Mejonit $c = 0,4392$

„ „ Marialit — 0,4456

(110), (100), (120), (111), (101), (311), (001); Tracht prismatisch. Die Formen pflegen nur dann deutlich zu sein, wenn das Mineral in körnigem Kalk oder auf Klüften auftritt, sonst bildet es stenglige Aggregate und unregelmäßige Körner. — Zwillingbildungen nicht sicher bekannt, indessen beschreibt Lacroix (7) Durchkreuzungen mit zueinander senkrechten Hauptachsen, was einer Zwillingbildung nach (885) oder (904) entsprechen könnte. Für Mejonit ist

$111 : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 43^{\circ} 49'$ $101 : 101 = 23^{\circ} 43'$

$111 : 110 = 58^{\circ} 9'$ $311 : 100 = 39^{\circ} 39'$

Koh. Gute Spaltbarkeit nach (100), weniger deutlich nach (110) (Bd. I, 1, Taf. V, Fig. 1). Nach Lacroix (5) zeigen aber die klaren, edelsteinartigen Kristalle von Madagaskar keine Spaltbarkeit; er vermutet daher, daß die Trennung nach ebenen kristallographischen Flächen nur die Folge einer gewissen Umwandlung ist (vielleicht Entmischungserscheinung, zusammenhängend mit der gewöhnlichen „Faserung“ || der Hauptachse?). — Bruch muschlig bis uneben. Plastische Deformationen unbekannt; nach Sundius in den Kirunagesteinen spröder als Feldspat; in größeren Körnern fehlt hier selten undulöse Auslöschung, zuweilen zeigt sich Zertrümmerung. — $H = 5-6$, in den klaren Kristallen von Madagaskar aber erheblich höher $H = 6,5$. Dichte schwankend mit der Zusammensetzung, $d = 2,560$ für reinen Chlormarialith, $d = 2,772$ für Carbonatmejonit, vgl. auch Tabelle II.

Opt. Nach der Tabelle I [zusammengestellt nach den Angaben bei Himmelbauer (6), Lenk (9) und Borgström (3)] steigt der Brechungsindex (für Na) und die Doppelbrechung und die Dichte mit der Zunahme an Me-Molekül. Ferner ergibt sich aus der Tabelle II (ebenfalls gültig für Na-Licht), zusammengestellt nach den Angaben von Borgström,

Tabelle I.

	Gew. % Ma	ω	ε	Δ	d
—	0	1,5965	1,5570	0,0395	2,815
Vesuv Nr. 1	4	1,5853	1,5544	0,0309	—
„ „ 2 (Kern)	4	1,5897	1,5564	0,0333	—
„ „ 2 (Rand)	4	1,5842	1,5542	0,0300	—
Grass Lake	31	1,5828	1,5512	0,0316	2,713
Bolton	32	1,5853	1,5564	0,0289	2,736
Rancho Zopilote Oaxaca, Lenk (9)	37,5	1,569	1,550	0,019	2,738
Arendal	54	1,5664	1,5464	0,0200	2,676
Gouverneur Nr. 1	55	1,5594	1,5437	0,0157	2,660
„ „ 2	55	1,5606	1,5440	0,0166	—
Capo d'Arco, Elba, Manasse (8)	60	1,557	1,540	0,017	—
Ariège	72	1,5554	1,5429	0,0125	2,625
Pianura	85	1,5463	1,5395	0,0068	—
—	100	1,5395	1,5375	0,0020	2,560

Sundius (10) und v. Eckermann (43), (geordnet nach abnehmenden Werten von ω) eine stetige Abnahme von ω und d mit steigendem Gehalt an MaK, während der Einfluß von MaS, MaK und MeK auf die Stärke der Brechung, der Doppelbrechung und die Dichte nicht so deutlich zu erkennen ist. Nach Borgström ist aber auch bei Annahme des Moleküls MeK eine Zunahme der Brechung und Doppelbrechung mit dem Gehalt daran unzweifelhaft. In den gewöhnlichen Skapolithen, nämlich solchen der Mischung MaCl — MeK, teigt die Doppelbrechung von 0,00236 bis 0,03967 und Sundius ist geneigt, diesen Einfluß namentlich dem steigenden Gehalt an CO_2 zuzuschreiben, während eine Änderung im Verhältnis Cl : SO_3 keine nachweisbare gesetzmäßige Änderung der Doppelbrechung nach sich zu ziehen scheint. — Um zu ermitteln, welchen Einfluß der Ersatz von Na durch Ca hat, wären nur Mischungen MaK—MeK heranzuziehen und daraus scheint sich nach ihm zu ergeben, daß er nur halb so groß ist wie der des Ersatzes von Cl durch CO_2 . — Aus dem Verhältnis der Stärke der Brechung zur Stärke der Doppelbrechung könnte man danach eine Andeutung dafür gewinnen, ob der Sk. zur gewöhnlichen Reihe Ma—MeK oder zur Reihe MaK—MeK gehört. Ein solcher Schluß würde aber noch weniger zwingend sein, wenn sich auch K_2O und H_2O an der Mischung beteiligen, da diese nach V. M. Goldschmidt die Brechung stark zu erniedrigen scheinen¹⁾.

¹⁾ In vier von Laitakari (nach Z. X. 57, 218, 1922) untersuchten Vorkommen steigen Brechung und Doppelbrechung mit der Dichte.

Tabelle II.

Nr.	Gew. %	ω	ε	Δ	d	
1.	Vesuv 12 Ma . . .	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 8 \\ \text{MaS} \dots 4 \\ \text{MeK} \dots 88 \end{array} \right\}$	1,6066	1,5711	0,0355	—
2.	Ersby, Pargas 25 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{MaK} \dots 25 \\ \text{MeK} \dots 75 \end{array} \right\}$	1,5954	1,5569	0,0385	—
3.	Mansjö-Berg, dicht 24,3 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 6,9 \\ \text{MaK} \dots 17,4 \\ \text{MeK} \dots 75,7 \end{array} \right\}$	1,594	1,556	0,038	2,702
4.	Laacher See 23 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 13 \\ \text{MaS} \dots 10 \\ \text{MeS} \dots 9 \\ \text{MeK} \dots 68 \end{array} \right\}$	1,5902	1,5597	0,0305	2,755
5.	Hesselkulle 30 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{MaS} \dots 24 \\ \text{MaK} \dots 9 \\ \text{MeK} \dots 67 \end{array} \right\}$	1,5880	1,5534	0,0346	—
6.	Laacher See Nr. 8 33 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{MaS} \dots 24 \\ \text{MaK} \dots 9 \\ \text{MeK} \dots 67 \end{array} \right\}$	1,5873	1,5589	0,0284	2,748
7.	Gula Tal Norw. 37 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{MaS} \dots 6 \\ \text{MaK} \dots 31 \\ \text{MeK} \dots 63 \end{array} \right\}$	1,585	1,551	0,034	2,715
8.	Mansjö-Berg, Kri- stalle 37,3 Ma . .	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 30,4 \\ \text{MaK} \dots 6,9 \\ \text{MeK} \dots 62,7 \end{array} \right\}$	1,584	1,554	0,030	2,716
9.	Waldviertel 40 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 4 \\ \text{MaK} \dots 36 \\ \text{MeK} \dots 60 \end{array} \right\}$	1,583	1,549	0,034	—
10.	Laurinkari, hell 33,3 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 16,6 \\ \text{MaS} \dots 16,7 \\ \text{MeK} \dots 66,7 \end{array} \right\}$	1,5832	1,5555	0,0277	2,698
11.	Derselbe, dunkel .	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 16,6 \\ \text{MaS} \dots 16,7 \\ \text{MeK} \dots 66,7 \end{array} \right\}$	1,5804	1,5529	0,0275	bis 2,719
12.	Nautanen 38,5 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 29,2 \\ \text{MaS} \dots 9,4 \\ \text{MeK} \dots 61,5 \end{array} \right\}$	1,575	1,552	0,023	2,698
13.	Vahäive 42 Ma . . .	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 36 \\ \text{MaS} \dots 6 \\ \text{MeK} \dots 58 \end{array} \right\}$	1,575	1,550	0,025	2,696
14.	Haliburton 53 Ma.	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 53 \\ \text{MeS} \dots 12 \\ \text{MeK} \dots 35 \end{array} \right\}$	1,5694	1,5500	0,0194	—
15.	Entreprise 63 Ma .	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 60 \\ \text{MaS} \dots 3 \\ \text{MeK} \dots 37 \end{array} \right\}$	1,5602	1,5424	0,0178	—
16.	Pahlos-Vaara 71 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 71 \\ \text{MeS} \dots 6 \\ \text{MeK} \dots 23 \end{array} \right\}$	1,554	1,541	0,013	2,632
17.	Kalpivaara 75,5 Ma	$\left. \begin{array}{l} \text{Ma} \dots 75,5 \\ \text{MeS} \dots 3,0 \\ \text{MeK} \dots 21,5 \end{array} \right\}$	1,550	1,540	0,010	2,610

Eine zonare Struktur (isomorphe Schichtung) ist nicht häufig, wurde aber von Himmelbauer und auch von Sundius beobachtet, der Kern war Ma-reicher.

Doppelbrechung negativ; die Dispersion der Doppelbrechung ist noch nicht näher untersucht. (Nach den Differenzen von ω und ε , wie sie namentlich von Himmelbauer ermittelt sind, schwankt N etwa zwischen +30 und +7); ungewöhnliche Interferenzfarben sind nicht beobachtet.

Glasglanz, öfter harzartig, zumal auf Bruchflächen. Farblos, weiß, grau, auch bläulich, grünlich, rötlich bis braun; im durchfallenden Licht, zumal im Dünnschliff, farblos.

Pleochroismus wurde von Haidinger (11) am Glaukolith beobachtet; Lacroix (5) fand an 5 mm dicken Stücken von Madagaskar ω rötlichgelb, ε blaßgelb; Scheit (12) auch an farblosen Kristallen eine feine Trübung mit $\omega > \varepsilon$. Optische Anomalien selten, sie zeigen sich in der Öffnung des Interferenzkreuzes in basischen Schnitten.

Phys.-Chem. Die Sk. schmelzen, da sie leichtflüchtige Bestandteile enthalten vor dem Lötrohr unter Zersetzung zu blasigem Glas; Schmelzintervall daher nur unter Druck zu ermitteln; bei den bisherigen Angaben ist dies nicht berücksichtigt. — Die basischeren Mischungen werden durch Säuren vollkommen oder fast vollkommen zersetzt, die CO_2 -haltigen bei Zusatz von HF zur HCl unter Entwicklung von CO_2 ; die mittleren Glieder werden von HCl nur wenig, die Marialithe gar nicht angegriffen.

Außer den mit dem Skapolith vergesellschafteten Gemengteilen (Kalkspat, Epidot, Diopsid, Strahlstein, Feldspat, Titanit, Wollastonit, Granat) trifft man in ihm vielfach Flüssigkeitseinschlüsse von unregelmäßiger Form oder der des Wirtes, öfter auch bisher unbestimmbare bräunliche Mikrolithe, zumal in dunkler gefärbten Abarten. Während die ersteren auf einen hohen Gehalt der Mutterlauge an flüchtigen Bestandteilen hinweisen, stehen letztere vielleicht im Zusammenhang mit Entmischungsvorgängen, ebenso vielleicht sehr häufig bemerkbare feine kurze Fäserchen parallel der Hauptachse, die nicht doppelbrechend (dunkel, vielleicht nur Hohlräume?) sind.

Den Atmosphärlilien widerstehen die Skapolithe nur wenig; sie wandeln sich unter deren Einfluß leicht von der verbreiteten Querabsonderungsfläche und den Spaltdurchgängen aus in faserige, bis dahin nicht sicher bestimmte, wegen ihrer geringen Doppelbrechung dem Zoisit nicht unähnliche Substanzen, oder in lamellare Aggregate von Kaolin oder Muscovit um. Auch die Umwandlung in Carbonate ist ein mehrfach beobachteter Vorgang, welcher wohl zur eigentlichen Verwitterung zu rechnen ist. —

Außer der Verwitterung unterliegt der Sk. auch Umwandlungen, die wahrscheinlich bei erhöhter Temperatur vor sich gegangen sind. So in Albit; bei Arendal kommen nach Forchhammer (18) Kristalle vor, die im Innern in ein Aggregat von Epidot umgewandelt und zuweilen von Albit umhüllt sind. A. Lacroix (13) beschreibt aus den Kontaktkalken an den Lherzolithen und Ophiten der Pyrenäen eine Pseudomorphose von Dipyrr, bei welcher sich um einen frischen Kern von Dipyrr innerhalb des Kristallraumes eine Schale von strahlig-blättrigem Phlogopit legt, während um diese Pseudomorphosen herum ein Aggregat von körnigem Forsterit und Spinell folgt. In anderen Fällen ist innerhalb der Phlogopitschale statt des frischen Dipyrr dasselbe Forsterit-Spinell-Aggregat vorhanden, welches im ersten Fall außen lag. — V. M. Goldschmidt (4) erwähnt als Umwandlungsprodukte mikroperthitischen Feldspat, Analcim, selten auch Natrolith und Sundius (10, S. 213) faserige, glimmerähnliche, fast undurchsichtige Massen.

Die künstl. Darstellung der Skapolithe ist noch nicht sicher gelungen. Als Fouqué und Michel-Lévy (37) den aus Gabbro hervorgegangenen Amphibol-Skapolithfels von Bamle schmolzen, entstand bei der Abkühlung ein Gemenge von Labrador und Augit. Doelter (38) erhielt tetragonale, skapolithähnliche Kristalle beim Schmelzen einer Mischung von $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ und NaCl. Auf entsprechende Weise Marialith herzustellen, gelang nicht. —

Vork. Marialith wurde von Zambonini (14) als ziemlich häufige pneumatolytische Neubildung in den Tuffen von Fiano u. a. O. der Campania vergesellt mit Lievrit und Fluorit beobachtet. Gesteinsbildend scheinen namentlich die Mischungen von mittlerem bis höherem SiO_2 -Gehalt verbreitet zu sein. Mejonit scheint nicht eigentlich gesteinsbildend vorzukommen, er erscheint häufig aufgewachsen in den Kalkauswürfingen des Vesuv. Wie hier, sind Skapolithe auch sonst vielfach das Produkt einer Kontaktmetamorphose, bei der entweder zugeführtes Cl oder SO_4 oder im metamorphosierten Gestein vorhandenes CO_2 mitwirkte. So in den „Ur-Ausscheidungen“ der Basalte des Habichtswaldes nach Berns (15). Mit Graphit bei Schwarzbach in Südböhmen nach Barviř (16), als Einschluß im Brockengranit nach Erdmannsdörffer (17). Mizzonit (Ma_3Me_2) erscheint nach Manasse (18) als Kontaktprodukt zwischen Kalk und Granit am Capo d'Arco, Elba und in Sanidiniten des Laacher Sees. (Dies Buch II, 904, 1908.) Auf die Verbreitung des Sk. auch in Granitpegmatiten namentlich Südnorwegens hat Schetelig (40) die Aufmerksamkeit gelenkt; der Sk., ein ziemlich saurer Mizzonit (60% Ma), ist durch Verdrängung von Feldspat entstanden; er steht nicht im Zusammenhang mit Apatitgängen.

Ausgeschieden aus Eruptivgestein, nämlich in Quarzporphyr als Einsprengling neben Quarz, beschreibt ihn Spurr (19) vom Kuskokwim-Flusse in Alaska, er soll meist Marialith-artig sein; ebenso Eskola (20) aus Augitsyenit von Sviatoy Noss (Transbaikalien) und Foye (21) aus Monmouthit von Haliburton Co., Ontario, Bowen (22) aus Alnöit von Isle Cayeux (Montreal).

Viel häufiger sind aber die Skapolithe als Umwandlungsprodukte saurer und basischer Feldspate der Eruptivgesteine und ihrer Tuffe erkannt worden, wobei zuweilen noch eine Abhängigkeit ihrer Zusammensetzung von der der Feldspate nachweisbar zu sein scheint. Michel-Lévy (23) zeigte, daß die von Brögger und Reusch (24) als gefleckter Gabbro bezeichnete Ausbildungsform des mit dem Apatit von Oedegaarden bei Bamle auftretenden hyperitischen Gabbros wesentlich aus Skapolith und Hornblende bestehe, und Hj. Sjögrén (25) beschreibt eingehend die Übergangsformen zwischen dem normalen und dem umgewandelten Gabbro. Dieser Skapolith läßt sich nach den Analysen von Michel-Lévy und Wenghell und nach der Dichte 2,63 an das saure Ende der Mizzonitreihe stellen. Sehr ähnlich scheinen die von Osann (26) untersuchten Vorkommen aus dem Ottawa-Tal und die von Borgström (3) bei Laurinkari beobachteten Spaltenfüllungen. — Ebenso kommt ein Skapolith in ziemlicher Verbreitung in manchen stark epidotisierten und uralitisierten südfranzösischen Ophiten von Saint-Lary, Eup, Garraux und Bézius gleichfalls als ein Umwandlungsprodukt des Plagioklas vor und gehört nach Dichte und chemischen Reaktionen ebenfalls an die Grenze der Mizzonit- und Marialithreihe. Nach Lacroix (27) handelt es sich um eine förmliche Dipyrisierung die auch andere Gesteine bei Lherz ergriffen hat (z. B. Gneiße und Amphibolite) und da die ophitischen Skapolithgesteine in Beziehung zu Salzgesteinen stehen, möchte Longchambon (28) eine Resorption Gips- und Steinsalz-führender Schichten annehmen, zumal nach Curie und Flamand (29) im Algerischen Atlas ähnliches zu beobachten sein soll. (Neuerdings schreibt Lacroix (30) die Verdrängung von Feldspat durch Skapolith (Dipyrr) auch lediglich an der Oberfläche laufenden Cl-haltigem Wasser zu). — In kontaktmetamorphem Muschelkalk wies Salomon (41) Sk. am Adamello nach.

Eine ganz außerordentliche Verbreitung hat nach Sundius (31) Sk. im südlichen Teile des Kiruna-Gebietes. Er durchdringt hier namentlich Grünsteine und deren Tuffe, macht aber keineswegs bei diesen halt, sondern durchtränkt alle Gesteine dieser Gegend, auch saure, ihren Feldspat ersetzend und zwar so, daß vielfach 1 großes Skapolithindividuum an die Stelle zahlreicher Plagioklasleisten der glasreichen Gesteine tritt. Da der Skapolith ca. 3% Cl enthält, liegt eine gewaltige (vielleicht

pneumatolytische) regionale Stoffzufuhr vor. Eine Verbindung mit Apatit ist hier nicht nachzuweisen, ebensowenig Bor-Zufuhr. — Ebenfalls sehr verbreitet ist der Sk. nach Lacroix (32) in den Cipollinen Madagaskars. Sie erscheinen am Kontakt auch der Pegmatite mit Kalken und in Gesteinen (Wernerititen), welche fast ganz aus Sk. bestehen. Die Carbonat-Skapolithe sind von besonderem Interesse, da sie z. T. an solche Eruptivkontakte gebunden scheinen bei denen durch Skarnbildung CO_2 in Freiheit gesetzt wurde; so im Kontakt des Tennberg-Granites nach v. Ecker-mann (44).

In den kristallinen Schiefen erscheint Sk. namentlich in ihren kalkigen Einlagerungen; auch als Gemengteil kalkreicher Gneiße, zumal der Pyroxen- und Epidot-führenden. In solchen Vorkommnissen beschrieben ihn zuerst Fr. Becke (33) und A. E. Törnebohm (34). Ersterer bespricht den Skapolith aus calcithaltigen Augitgneiß von Mühlfeld und Weißenkirchen, in denen er auch mit einem salitartigen dunkelgrünen Pyroxen gemengt, eine selbständige Einlagerung zwischen Speckenthal und Großmotten bildet und in calcitreichen Augitgneiß von Gföhl unfern Krems in Niederösterreich. Die von Törnebohm besprochenen Skapolithe treten im hornblende- und titanit-führenden Epidotgneiß vom Brunsberg-tunnel in Wermland, im hornblendeführenden Gneiß von Gotten-vik in Östergötland und im Augitgneiß vom Südostende des Sees Hem-träsket auf Ornö, O. von Dalarö, auf. Später zeigte A. Lacroix (7) die weite Verbreitung verwandter Felsarten.

Unter den Amphiboliten gibt es eine weitverbreitete, zumal aus Norwegen, aus Canada durch Frank D. Adams (35), aus dem Massai-lande durch O. Mügge (36), aus Frankreich durch A. Lacroix u. a. O. bekannt gewordene Abteilung mit konstantem und reichlichem Skapolith-gehalt. Carbonatmejonit fand Erdmannsdörffer (42) in amphiboli-tischen Gesteinen von Valandovo-Plaus in Mazedonien. — Ähnliche para-genetische Verhältnisse besitzen auch die Wernerite, der Glaukolith vom Baikalsee, der Ekebergit von Hesselkulla, der Passauit von Oberzell bei Passau und andere Skapolithvarietäten.

Dipyrit und Couzeranit sind Skapolithe mit herrschendem Maria-lith-Molekül aus den Pyrenäen genannt, die in den kontaktmetamorphen Kalken und Schiefen bei Pouzac u. a. O. auftreten. In den körnigen Kalken pflegen sie in der Vertikalzone gut kristallisiert zu sein, während in den Schiefen nur unregelmäßig rundliche und elliptische Querschnitte zu sehen sind. In den Kalken ziemlich frei von Einschlüssen außer Kalk, in den Schiefen oft voll von Kohleteilchen, Rutilnadelchen, Quarz-körnchen und Serizitblättchen. Wohl wegen dieser, zuweilen zentral gehäuften Einschlüsse sind sie früher zuweilen mit Andalusit verwechselt.

Literatur.

- (1) Tschermak, S. W. A. Nov. 1883, 88.
- (2) F. D. Adams, Am. Journ. (3) 17, 315, 1879.
- (3) Borgström, Bull. Comm. géol. Finlande 41, 1, 1914 und Z. X. 54, 238, 1915.
- (4) V. M. Goldschmidt, die Kontaktmetamorphose im Kristiania-Gebiet 1911, S. 318, (Videnskabselsk. Skrifter I 1911, Nr. 1).
- (5) Lacroix, C. R. 169, 261, 1919.
- (6) Himmelbauer, S. W. A. 7. Jan. 1910, S. 23.
- (7) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. 12, 97 und 113, 1889 und Min. de Madagascar, I, 578, 1922.
- (8) Manasse, nach Z. X. 52, 309, 1913.
- (9) Lenk, Beitr. z. Geol. u. Pal. d. Rep. Mexico 1898, 2, Heft 2.
- (10) Sundius, Bull. Geol. Inst. Upsala 15, 1916 und 16, 1918.
- (11) Haidinger, S. W. A. 13, 16, 1854.
- (12) Scheit, Jahrb. K. K. geol. Reichsanst., 60, 124, 1910.
- (13) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. 24, 14, 1901.
- (14) Zambonini, nach N. J. 1922 II — 136 —.
- (15) Berns, Zentralbl. 1915, 518.
- (16) Barvir, Ber. Böhm. Ges. d. Wiss. 1905, 13.
- (17) Erdmannsdörffer, Jahrb. preuß. geol. Land. für 1911, 330.
- (18) Forchhammer, bei Hintze, Handb. d. Min. II, 243, 1890.
- (19) Spurr, Am. Journ. 160, 310, 1900.
- (20) Eskola, Oversikt Finsk. Vet. Soc. Förh. 63, 69, 1920/21.
- (21) Foy, Am. Journ. 40, 413, 1915.
- (22) Bowen, Am. Journ. (5) 3, 2, 1922.
- (23) Michel-Lévy, Bull. Soc. Min. Fr. 1, 43, 1878.
- (24) Brögger und Reusch, Z. D. G. G. 27, 646, 1875.
- (25) H. J. Sjögren, Geol. För. Förh. 6, 469, 1882.
- (26) Osann, 12. Ann. Rep. Geol. Surv. Canada 1902, S. 21 und 52.
- (27) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. 14, 16, 1891 und C. R. 165, 293, 1917.
- (28) Longchambon, Bull. Serv. Carte géol. France XXI, 131, 1912.
- (29) Curie und Flamand, nach N. J. 1890, II, — 402 —.
- (30) Lacroix, nach Z. X. 57, 219, 1923.
- (31) Sundius, Geol. För. Förh. 34, 317, 1912.
- (32) Lacroix, Minéralogie de Fr. 4, 829, 1910.
- (33) Becke, T. M. P. M. 4, 369 und passim. 1882.
- (34) Törnebohm, Geol. För. Förh. 6, 193, 1882.
- (35) F. D. Adams, Am. Journ. 17, 317, 1879.
- (36) O. Mügge, N. J. B. B. IV 583, 1886.
- (37) Fouqué und Michel-Lévy, Bull. Soc. Min. Fr. 2, 112, 1879.
- (38) Doelter, N. J. 1897, I, 15.
- (39) Shannon, nach N. J. 1923 II, 333.
- (40) Schetelig, nach N. J. 1917, — 16 —.
- (41) Salomon, T. M. P. M. 15, 159, 1895.
- (42) Erdmannsdörffer, N. J. B. B. 50, 305, 1923.
- (43) v. Ecker mann, Geol. För. Förh. 44, 367, 1922.
- (44) v. Ecker mann, Geol. För. Förh. 1923, 480.

Melilithgruppe.

Chem. Zus. Die Minerale dieser Gruppe gehören nach ihren geometrischen und physikalischen Eigenschaften wie nach der Art ihres Vorkommens zusammen und sind anscheinend isomorphe Mischungen, deren Endglieder aber noch nicht sicher bekannt sind. Wir rechnen zu dieser Gruppe Gehlenit, Sarkolith, Åckermanit, Velardeñit und Fuggerit.

Dem Gehlenit wird die Zusammensetzung $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ zugeschrieben, und J. H. L. Vogt (1) nahm an, daß in gewissen Schlackenwie auch in den natürlichen Melilithkristallen eine für sich allein nicht bekannte Verbindung von der Zusammensetzung $4(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2$, die er Åckermanit nannte, beigemischt sei. In beiden Komponenten müßte außerdem eine teilweise Vertretung des Ca durch Na_2 , K_2 , Mg, Fe, Mn, des Al_2 durch Fe_2 zugelassen werden.

Die Berechtigung dieser Auffassung wurde aber zuerst von Bodländer (2), später auch von Zambonini (3) mit guten Gründen bestritten. Neuerdings hat Schaller (4) auf Grund einer Statistik über die chemische Zusammensetzung der natürlichen und künstlichen Melilithe diese als Mischungen dreier Komponenten betrachtet, nämlich:

1. Sarkolith, $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ (mit teilweiser Vertretung des Ca durch Na_2).

2. Åckermanit, $4\text{MgO} \cdot 8\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2$, der aber vielleicht ersetzt werden kann durch die inzwischen von Ferguson und Merwin (5) untersuchte, chemisch sehr nahestehende künstliche Verbindung $\text{MgO} \cdot 2\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$.

3. Velardeñit, $2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$, ebenfalls eine künstliche, von Rankin (6) dargestellte Verbindung.

Bisher ist nicht zu übersehen, ob diese Auffassung von Schaller zur Deutung aller Erscheinungen ausreichen wird, und welche dieser drei Komponenten in den natürlichen Kristallen der verschiedenen Vorkommen hauptsächlich vorhanden sind, es soll daher im folgenden auch die ältere Auffassung noch berücksichtigt werden.

Gehlenit.

Chem. Zus. $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$, mit kleinen Mengen MgO, FeO und Fe_2O_3 .

Morph. Quadratisch, holödrisch, $c = 0,5658$ (Des Cloizeaux). — $101 : 001 = 29^\circ 30'$. Dicktaflig nach (001), zuweilen scheinbar würflich durch (110) und (001). Sehr selten (100), (210) und (101); rundliche Körner und derb.

Koh. Spaltbarkeit wenig gut nach (001) und (110), im Dünnschliff erkennbar. $H. = 5,5-6.$ — $d = 2,9-3,1.$

Opt. Geringer Glanz, glasig bis fettig. Farbe grau ins Bräunliche oder Grünliche; im durchfallenden Lichte farblos.

$\omega = 1,663, \varepsilon = 1,658, \Delta = -0,005$ Michel-Lévy und Lacroix.

Hlawatsch (7) bestimmte an Wülfingschem Präparat des Vorkommens vom Le Selle-See am Monzoni:

$\Delta Li = -0,00482, \Delta \text{violett} = -0,00544,$ sodaß $N = +9,9$ wird und also übernormale Interferenzfarben zu erwarten sind.

Phys. Chem. V. d. L. schwer schmelzbar zu grauem Glas; über Schmelzpunkt und Mischbarkeit vgl. Velardeñit (S. 126 u. 129) gelatiniert leicht mit HCl.

Künstl. Bildung. Der Gehlenit bildet sich nicht selten in Hochofenschlacken, aus denen J. H. L. Vogt (12) und Ph. Heberdey (13) ihn beschrieben. Die künstliche Darstellung aus Schmelzfluß gelang Bourgeois (14). Kristalle von sehr ähnlicher Zusammensetzung erhielt Rankin (15) im schmelzflüssigen System $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, vgl. Tabelle, S. 126.

Vork. Das natürliche Vorkommen des Gehlenits war lange auf die kontaktmetamorphen Triaskalke vom Monzoni in Tirol und auf Orawitza im Banat beschränkt. Von dem letzten Fundorte beschrieb ihn G. Tschermak (8). Er schließt gern Calcit ein, seltener Fassait und Vesuvian. Eine Pseudomorphose von Fassait nach Gehlenit beschreibt Al. Cathrein (9) von Le Selle im Monzongebirge und von der Malgola bei Predazzo, eine solche von Grossular nach Gehlenit derselbe (9) von dem erstgenannten Fundorte. — R. Brauns (10) wies den Gehlenit am Horberig im Kaiserstuhl als Gemengteil eines Kontaktgesteins zwischen Hauynophyr und Kalkstein im Gemenge mit Hauyn, Barytbiotit, Melanit, Augit und etwas Olivin oder Forsterit nebst Calcit nach, Daub (11) bei Vogtsburg daselbst.

Fuggerit nannte E. Weinschenk (16) ein dem Gehlenit nahestehendes Mineral von der Zusammensetzung SiO_2 34,04, Al_2O_3 17,97, Fe_2O_3 3,49, MgO 4,89, CaO 37,65, Na_2O 2,04, Spuren von MnO und K_2O , unlöslich 0,12. Sa. 100,20. — Dickere quadratische Tafeln. Spaltung nach (001) vollkommen. — $H = 6,5.$ — $d = 3,175-3,18.$ — Apfelgrün, durch Verwitterung weißlich und trübe werdend. Für Na-Licht anscheinend isotrop, $\omega_{\text{na}} = \varepsilon_{\text{na}} = 1,691$, für andere Wellenlängen sehr schwach doppelbrechend. Dementsprechend in dünneren Blättchen ohne erkennbare Doppelbrechung, in dickeren Blättern indigoblau zwischen gekreuzten Nicols. —

Leicht löslich in verdünnten Mineralsäuren unter Ausscheidung von pulveriger SiO_2 . — Stark durchwachsen mit Calcit. Bildet einen Gemengteil der Hornfelse an der Grenze des Monzonits beim Aufstieg vom Monzonitale nach Le Selle und tritt auch mit Calcit aggregiert nesterartig in diesem auf.

Melilithe.

Morph. $c = 0,4509$ bis $0,4764$, Kaiser (17), die Ursache der Schwankungen ist nicht ermittelt.

(001), (100), (110), (310), (111), (101); Endflächen meist fehlend, taflig bis kurzsäulenförmig. Durchkreuzungszwillinge ähnlich wie bei Gehlenit, vielleicht auch nach (101) mit einer Neigung der Hauptachsen von ca. 50° nach Soellner (18).

Koh. Spaltung nach (110) und nach (001). Nur die basische Spaltbarkeit ist mikroskopisch wahrnehmbar und zwar fast immer nur durch einen, recht genau in der Mitte der leistenförmigen Durchschnitte liegenden Riß. Bruch uneben. — $H. = 5$. — $d = 2,9-3,1$.

Opt. Glasglanz, auf Bruchflächen wachsartig. Farbe weiß, gelb in verschiedenen Tönen, rot, bräunlich bis braun im auffallenden, selten ganz farblos, oft hellgelblich, auch mit Stich ins Grünliche oder Graue, auch deutlich gelb bis bräunlich im durchfallenden Lichte. — Brechungsvermögen nicht unbeträchtlich, Doppelbrechung sehr gering mit bald negativem, bald positivem Charakter.

Am Melilith vom Vesuv (Humboldttilith) fand Henniges:

$$\begin{array}{lll} \text{rot } \omega = 1,6312 & \varepsilon = 1,6262 & \Delta = -0,0050 \\ \text{Na} & 1,6339 & 1,6291 & -0,0048. \end{array}$$

Hlawatsch (19) fand für die Dispersion der Doppelbrechung folgende sehr hohe Werte [N berechnet von Ehringhaus (20)].

	B	D	F	G	N
Vesuv Δ . . .	0,00171	0,00191	0,00234	0,00279	+ 3,4
Capo di Bove $\Delta =$	0,00439	0,00454	0,00507	0,00559	+ 7,2.

Nach Hlawatsch existieren unter den Melilithen, abweichend von den einfacheren Verhältnissen am Vesuvian, optisch negative Glieder, die ein Minimum der Doppelbrechung aufweisen; sie sind arm an Al_2O_3 , dagegen reich an Fe_2O_3 , das auf die Doppelbrechung einen größeren Einfluß auszuüben scheint als der Gehalt an Gehlenit¹⁾. Daß mehr als zwei

¹⁾ Die von Busz und Rüsberg (Centralbl. 1913, 632) mitgeteilten Werte von $\varepsilon - \omega$ in optisch positiven zum Teil wasserklaren künstlichen Kristallen zeigen für beide gemessenen Prismen Maxima für Gelb und Blau, Minima für Rot und Grün, was den Verfassern nicht aufgefallen zu sein scheint.

Komponenten die optischen Konstanten beeinflussen, ergibt sich daraus, daß es unter den Melilithen sowohl solche gibt, die im weißen Lichte zwischen gekreuzten Nicols vollkommen dunkel bleiben, also nahezu ohne Dispersion der Doppelbrechung sind, wie solche, bei denen sich die Dispersion in tiefblauen Interferenzfarben verrät. Dasselbe ergibt sich daraus, daß Larsen und Hunter (21) erheblich höhere Werte für die Doppelbrechung bei dem Melilith des Uncompahgrit von Gunnison Co. Col. fanden, nämlich (in drei Gesteinen, für Na-Licht):

$$\begin{array}{rcl} \omega = 1,6323 & \varepsilon = 1,6257 & \delta = - 0,007 \\ & & - 0,0060 \\ & & - 0,0069. \end{array}$$

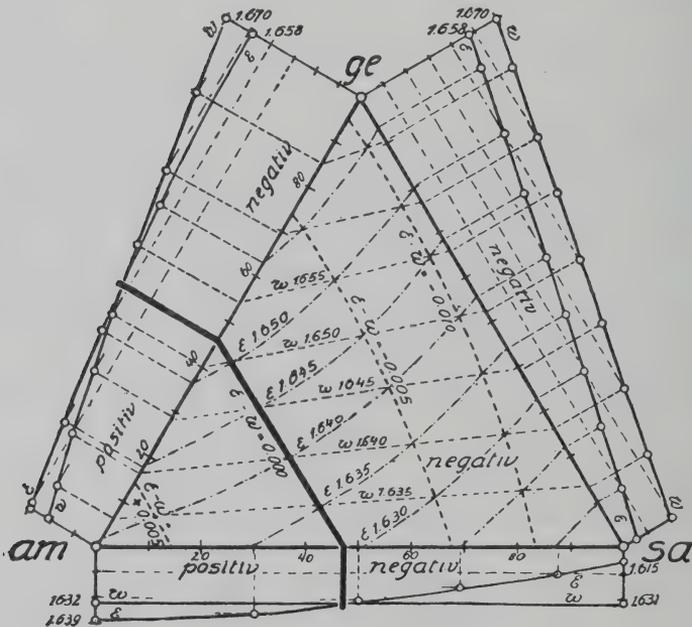


Fig. 18.

Nach J. H. L. Vogt (1) ist der Åkermanit optisch positiv, der Gehlenit ist optisch negativ. Der Charakter einer isomorphen Mischung von Åkermanit- und Gehlenitmolekülen hängt also von dem Mischungsverhältnis und der Wellenlänge ab; nach Vogt wäre der Charakter positiv vom reinen Åkermanit bis zu einer Mischung von 7 Åkermanit mit 3 Gehlenit, Isotropie für mittlere Wellenlängen müßte eintreten bei einer Mischung im Verhältnis von 3 : 2, bei Gehlenit-reicheren Mischungen würde der Charakter negativ werden.

Für die Mischungsreihe von künstlichem Gehlenit (Velardeit) und Åkermanit fanden Ferguson und Buddington (22) folgende Brechungsindices für Na, Dichten und Temperatur auf der Solidus- und Liquiduskurve:

Gew. % Åkermanit	ω	ε	A	d	t. sol.	t. liqu.
0	1,669	1,658	-0,011	3,038	1590	1590
20	1,664	1,657	-0,007	—	1500	1555
25	—	—	—	3,018	—	—
40	1,657	1,654	-0,004	—	1440	1508
50	1,653	1,652	-0,001	2,993	nicht best.	1475
60	1,648	1,649	+0,001	—	1403	1431
70	1,645	1,648	+0,003	2,969	1385	wenig } 1431
90	1,637	1,643	+0,006	—	1418	1425
100	1,632	1,639	+0,007	2,944	1458	1458

Fig. 18 gibt einen Überblick der optischen Verhältnisse der eisenfreien Melilithe der Humboldttilith-Gruppe mit den Endgliedern Åkermanit (am), Gehlenit (ge) und Sarkolith (sa) nach Scheumann (23).

Bei den Melilithen der Gesteine herrscht bald positiver Charakter, bald negativer Charakter durch das ganze Individuum, oder es wechselt der Charakter in konzentrischen Schalen, seltener unregelmäßig in Flecken und Streifen. Zwischen positiven und negativen Teilen schieben sich nicht selten isotrope Bänder ein. So ist im Euktolith von San Venanzo in Umbrien (24) das Zentrum der tafelförmigen Kristalle bei streng idiomorpher Begrenzung optisch positiv, auf dieses folgt eine gleichfalls streng idiomorphe isotrope Hülle und dann eine äußere unregelmäßig begrenzte Schale von optisch negativem Charakter und etwas stärkerer Doppelbrechung.

Pleochroismus fehlt den farblosen und schwach farbigen Melilithen ganz; bei den tiefer gelb gefärbten fand A. Stelzner (25) E dunkelgelb, O hellgelb.

Phys.-Chem. (Vgl. auch künstliche Darstellung S. 129). Wird von Salzsäure leicht unter Gelbfärbung zersetzt. In den meisten Gesteinen bildet der Melilith dünne Tafeln, welche, senkrecht zur Basis getroffen, langleistenförmige, parallel der Basis meistens oktagonale bis rundliche Durchschnitte liefern. Oft ist die randliche Begrenzung nur unvollkommen gradlinig, seltener ist die Basis uneben oder auch eingesenkt, so daß die Schnitte senkrecht zur Basis ähnlich einer bikonkaven Linse aussehen, wie A. Osann (26) in texanischen Melilith-Nephelinbasalten von Uvalde Co. beobachtete. Die Längsschnitte ($// c$) zeigen entweder feine, fast wie Spaltrisse aussehende Streifen, welche bald einzeln, bald geschart der Hauptachse parallel in den Durchschnitten verlaufen

(Taf. III, Fig. 5), oder aber es erstrecken sich von den basischen Endflächen aus eigentümliche Gebilde von pflock-, spieß-, spatel-, ruder- oder schlauchartiger Gestalt in den Kristall hinein (Taf. IV, Fig. 4) und durchsetzen diesen auf größere oder geringere Tiefe, sich gelegentlich zu kugel- und trichterförmigen Formen erweiternd, auch wohl, wenn gleich selten seitlich, also parallel (001), Arme aussendend.

A. Stelzner (25) bezeichnet die Mikrostruktur des Meliliths nach diesen Gebilden sehr passend mit dem Namen Pflockstruktur. Zwischen dieser Pflockstruktur und der feinen Längsfaserung parallel c scheinen Zwischenformen zu existieren, so daß letztere auch nur eine andere Form der Pflockstruktur wäre. In manchen Fällen setzen diese Pflöckchen von den beiden Basisflächen nur bis annähernd zur Mitte des Kristalls fort und lassen hier einen schmalen, durchaus kompakten Streifen der Kristallsubstanz frei. — Was diese Pflöcke seien, ist nur in sehr frischen Melilithen und nur dann zu erkennen, wenn ihre Dimensionen nicht gar zu winzig sind. Daß dieselben keine Spalten seien, beweist ihre Form, daß sie keine Hohlräume oder mit Flüssigkeit erfüllte Räume seien, beweist die Schärfe ihrer Ränder gegen den Melilith. Sie müssen ein fester Körper sein, dessen Brechungsexponent nicht allzusehr von demjenigen des Wirts abweicht. Davon überzeugt man sich auch besonders bei der Betrachtung basaler Schnitte, wo die Pflöckchen im Querschnitt als scharf umrandete Kreise erscheinen. Daß sie nicht doppelbrechend seien, erkennt man aus dem Studium des Wirts in Längsschnitten (parallel c). Bei sehr dünnen Schliffen kann man hier gelegentlich direkt die Isotropie der Pflöckchen beobachten; in dickeren Schliffen findet man stets, daß die Interferenzfarben des Wirtes gesunken sind, wo solche Pflöckchen ihn durchsetzen, d. h. der Melilith ist hier dünner. Alle diese Erscheinungen weisen darauf hin, daß die Pflöckchen aus Glas, amorph erstarrten Teilen des Gesteinsmagmas bestehen. Etwas Ähnliches zeigt gelegentlich der Gehlenit; wenn man die Kristalle dieses Minerals mit verdünnter Salpetersäure aus dem Kalk herausätzt, so findet man gleichfalls von der Basis aus, seltener von den Prismenflächen aus zylindrische und walzenförmige Kanäle ins Innere des Kristalls sich erstreckend, welche mit dem Kalk erfüllt waren, in welchem der Gehlenit sich bildete. — L. Gentil (27) glaubt dagegen, daß die Pflockstruktur in einer Umwandlung beruhe, die von der Oberfläche, von Spalten und Einschlüssen ausgehend und in der Richtung der Hauptachse fortschreitend, den Melilith in eine schwächer doppelbrechende wasserhaltige Substanz verwandle. Zuweilen soll auch ein stärker doppelbrechender Zeolith entstehen.

Auch Soellner (18) kam durch die genaue Untersuchung an den besonders großen Melilithen im Bergalith zu dem Ergebnis, daß die

Pflöcke erst durch eine Umbildung des Kristalls selbst, nicht irgendwelcher Einschlüsse, entstehen. Die anfänglich dünnen Fasern des Umwandlungsproduktes verfließen schließlich zu einer einheitlichen Masse unter genauester Erhaltung der Form des Melilith. Dieses ist nicht völlig isotrop, sondern äußerst schwach doppelbrechend, α parallel der Hauptachse des M., $n = 1,48$, $d = 2,1$. Da die Pflöcksubstanz, die Soellner Deeckeit nennt von HCl nicht angegriffen wird, ließ sie sich isolieren und ergab die Zusammensetzung $(\text{H, K, Na})_2 (\text{Mg, Ca}) (\text{Al, Fe})_2 \text{Si}_{10} \text{O}_{25} + 9\text{H}_2\text{O}$ und ist danach dem Ptilolith und Mordenit ähnlich¹⁾.

Die eigene Erfahrung bestätigt die häufige Umwandlung des Meliliths in faserige Aggregate von ziemlich starker Doppelbrechung, welche wahrscheinlich einem Zeolith angehören. Die Fasern stehen in den meisten Fällen senkrecht auf der Basis und schießen von ihren beiden Flächen her ins Innere des Kristalls hinein; hier berühren sie sich oft in einer äußerst feinen Linie. Die Umwandlung ist hier offenbar den Pflöcken gefolgt, wie auch sonst die an Einschlüssen reichen Teile gesteinsbildender Mineralien am leichtesten den Veränderungsvorgängen erliegen, weil hier die Angriffsoberfläche die größte ist. — In anderen Fällen ordnen sich die neugebildeten Fasern zu zierlichen radialstruierten Gruppen. In auffallendem Lichte sind solche mehr oder weniger veränderte Melilithe kreideweiß oder ockerfarbig und sehen fast erdig aus, wie alle sehr feinkörnigen Aggregate. — Eine Umwandlung des Meliliths in Granat beobachtete A. E. Törnbohm (28) an den Melilithen der Alnöite von Alnö.

An Einschlüssen beherbergt der Melilith die älteren ihn begleitenden Mineralien, besonders gern den Augit und Leucit, seltener Erze, Perowskit und Apatit. Die Anordnung der Einschlüsse ist meistens eine zentrale oder regellose, seltener eine zonare, oder es kombiniert sich zentrale Anhäufung mit zonarer Verteilung. Um die mikrolithischen Einschlüsse herum entwickelt sich bisweilen eine Spannung in dem Wirte, die bis zum Aufreißen perlitischer Sprünge führen kann.

Künstl. Darstellung. Der Melilith ist ein in den Hochofenschlacken nicht selten vorkommendes Mineral. Bemerkenswerte Mitteilungen über solche Gehlenit- und Melilithschlacken gab J. H. L. Vogt (1). — Durch Kristallisation aus Schmelzfluß stellten ihn zuerst Fouqué und Michel-Lévy (42) in quadratischen Tafeln dar. Bourgeois (43) variierte bei der Darstellung des Meliliths nach derselben Methode das Monoxyd und

¹⁾ Ganz andere Eigenschaften, nämlich Gelbfärbung mit Säuren, $\alpha = 1,595$, $\beta = 1,60$, $\gamma = 1,628$, $d = 2,96$ und auch ganz andere chemische Zusammensetzung, nämlich $\text{Ca}_3 [\text{Al}(\text{OH})_2] (\text{SiO}_4)_3$ hat das von Larsen und Schaller (Journ. Washington Ac. Sc. 4, 480, 1914 auch U. S. Geol. Survey, Bull. 610, 129, 1916) als Cebolliit bezeichnete Umwandlungsprodukt des Melilith vom Gunnison-Co., Col. Beide Substanzen werden also wohl ganz verschiedenen Vorgängen ihre Entstehung verdanken.

fand, daß bei Gegenwart von Natron die Kristallisation besonders leicht geschehe. Sehr leicht bildeten sich manganreiche Melilithe und diese besaßen einen sehr schönen Pleochroismus in violetten Tönen. — Die Darstellung reiner Ca- und reiner Mg-Melilithe gelang ihnen nicht, dagegen fanden Ferguson und Buddington (22), daß Velardeñit und das Silikat $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$ (das nahe mit Äckermanit übereinstimmt) eine ununterbrochene Reihe von Mischkristallen bilden. Eine Übersicht über die Eigenschaften dieser Reihe gibt die Tabelle I; vgl. auch die graphische Darstellung in der Gruppierung von Scheumann Fig. 18 (S. 126). Der verwendete Sarkolith hatte die Zusammensetzung $90\% (3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2) + 10\% (3\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2)$. — Schlackenkristalle, die der Mischungsreihe $\text{R}_3\text{Si}_2\text{O}_7$ mit $\text{R}_3 = 2\text{Ca} + (\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mg})$ angehören, untersuchte chemisch und physikalisch Hofmann-Degen (30); auch in diesen ist die Doppelbrechung niedrig, z. T. positiv, z. T. negativ. — Die Bildung der M. beim Brennen von Portlandzement beobachtete Bodländer (2).

Vork. Der Melilith erschien bis vor kurzem beschränkt auf die jüngeren basischen Eruptivgesteine und gewisse gangförmige Begleiter der Eläolithsyenite, indessen ist er neuerdings von Brögger (29) auch beschrieben als wesentlicher Gemengteil (32%) eines Turjait genannten Gesteins der Halbinsel Kola und von Larsen und Hunter (21) als Gemengteil eines Uncompahgrit genannten Gesteins mit 67% M. von Uncompahgre Quadrangle, Col. Seine weite Verbreitung in den Leucit- und Nephelinsteinarten lehrte besonders A. Stelzner (25) kennen, dem man auch die Mittel zu einer exakten Unterscheidung des Meliliths von dem Nephelin, mit welchem Mineral er früher sehr oft verwechselt wurde, verdankt. Ebenso erwies Stelzner die Existenz eigentlicher Melilithgesteine, der Melilithbasalte. Seine getreuesten Begleiter sind Olivin, Leucit, Nephelin und Perowskit. Außer den mustergültigen Beschreibungen A. Stelzner's sei verwiesen auf die Mitteilungen von Eug. Hussak (31) über den Melilith der Eifeler Laven, von E. Cohen (32) und A. Wichmann (34) in Nephelinbasalten von Oahu, von F. Becke (33) in böhmischen Vorkommnissen. — Zu letzteren gehört auch das von Scheumann (23 und 35) beschriebene Vorkommen im Polzenit, wo der M. in sehr großen (1—2 cm) Kristallen erscheint. Er vertritt hier den Augit vollständig, dessen Ti-Gehalt hier (wie auch sonst meist) im Perowskit wieder erscheint. — Als ähnlich betrachtet Halfmann (36) das Vorkommen in den Auswürflingen der Gegend von Rieden. — In den Bergalithen erscheint der M. nach Soellner (18) auch Einsprenglings-artig und hängt anscheinend mit Umschmelzungen des Ägirinaugits zusammen.

Als Gemengteil des Alnöit wurde der M. von A. E. Törnebohm (28) beschrieben, von Ste Anne de Bellevue bei Montreal von F. D. Adams (37);

Bowen (38) beobachtete ihn in der Grundmasse des Monticellit-Alnöit von Isle Cadieux (Quebec), wo er zusammen mit anderen Gemengteilen der Grundmasse, anscheinend aus resorbiertem Olivin und Augit durch Einwirkung eines alkalireichen Magmarestes hervorgegangen ist, E. Cohen (39) in Südafrika in der Umgebung von Palabora (Transvaal). — Im Farrisit bildet nach Brögger (40) ein durchaus Melilith-ähnliches Mineral (das Br. für einen Natronmelilith halten möchte) etwa $\frac{1}{3}$ des ganzen Gesteins.

Über die Verbreitung der einzelnen Mischungsglieder der Melilithfamilie ist noch wenig bekannt. Die folgende Tabelle (II) ist nach Schaller (41) zusammengestellt. Bei der Berechnung sind vereinigt: Fe_2O_3 und Al_2O_3 , K_2O und Na_2O , FeO und MnO und MgO ; H_2O ist vernachlässigt.

Tabelle II.

		Äckerm.	Sarkolith.	Velard.
Sarkolith	Vesuv	2,6	97,4	0
Äckermanit	„	95,4	4,6	0
„	„	94,9	5,1	0
Velardeñit	Velardeña	20,0	0,7	79,3
Gehlenit	Vesuv	36,2	0	63,8
„	„	28,7	15,7	55,6
„	„	16,4	38,9	44,7
Melilith	„	42,5	46,2	11,3
„	Capo di Bove	42,5	51,0	6,5
Gelber Mel.	„	49,0	41,5	9,5
„	„	49,5	40,7	9,8
Brauner	„	50,3	34,7	15,0
„	„	47,9	36,3	15,8
Melilith	Colorado	41,3	58,7	0
Fuggerit	Fassatal	35,3	21,2	43,5

Literatur.

- (1) J. H. L. Vogt, Beitrag zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen usw. Arch. f. Math. og Naturvid. 1888, 13 und 14. Kristiania 1892 und 1896; N. J. 1892 II, 73; Z. X. 21, 170, 1893.
- (2) Bodländer, N. J. 1892 I, 53 und 1893 I, 15.
- (3) Zambonini, Z. X. 41, 226, 1906.
- (4) Schaller, U. S. Geol. Surv. Bull. 610, 110, 1916.
- (5) Ferguson und Merwin, Am. Journ. 48, 118, 1919.
- (6) Rankin, Zeitschr. anorg. Chem. 92, 213, 1915.
- (7) Hlawatsch, T. M. P. M. 23, 429, 1904.
- (8) Tschermak, T. M. M. 1873, 214.
- (9) Cathrein, T. M. P. M. 8, 408, 412, 1887.

- (10) R. Brauns, Ber. Oberhess. Ges. f. Nat. u. Heilkde. Gießen 1898.
 (11) Daub, Dissert. Freiburg i. B. 1912.
 (12) J. H. L. Vogt, Archiv für Math. og Naturvid. Kristiania 1891, 96.
 (13) Heberdey, Z. X. **26**, 19, 1896.
 (14) Bourgeois, Ann. Chim. Phys. **19**, 1883.
 (15) Rankin, Zeitschr. f. anorg. Chem. **92**, 213, 1915.
 (16) Weinschenk, Z. X. **27**, 577, 1897.
 (17) E. Kaiser, Z. X. **31**, 24, 1899.
 (18) Soellner, Mitt. Bad. geol. Land. **7**, 424, 1913.
 (19) Hlawatsch, T. M. P. M. **23**, 418, 1904.
 (20) Ehringhaus, N. J. B. B. **43**, 609, 1920.
 (21) Larsen und Hunter, nach N. J. 1915 II, — 40 —.
 (22) Ferguson und Buddington, Am. Journ. **50**, 131, 1920.
 (23) Scheumann, Centralbl. 1922, 512.
 (24) H. Rosenbusch, S. B. A. **7**, 110, 1899.
 (25) Stelzner, N. J. B. B. **2**, 369, 1882 und 1882 I, 229.
 (26) Osann, Journ. of Geology, Chicago 1893, **1**, 341.
 (27) Gentil, Bull. Soc. Min. Fr. **17**, 100, 1894 und C. R. **118**, 998, 1894.
 (28) Törnebohm, Geol. För. Förh. **6**, 243, 1882.
 (29) Brögger, Videnkabselsk. Skrift. 1920, Nr. 9, S. 377.
 (30) Hofmann-Degen, Heidelberger Ber. 1919 A. 14. Abhdlg.
 (31) Hussak, S. W. A. April **77**, 1878.
 (32) G. Cohen, N. J. 1880 II, 55.
 (33) F. Becke, T. M. P. M. **12**, 444, 1892.
 (34) A. Wichmann, N. J. 1875, 172.
 (35) Scheumann, Abhdlgn. Leipz. Ak. **32**, Nr. VII, 1913.
 (36) Halfmann, Verhdl. Naturhist. Ver. Rheinld.-Westf. **71**, 65, 1914.
 (37) F. D. Adams, Am. Journ. **43**, 269, 1892.
 (38) Bowen, Journ. Washington Ac. Sc. **11**, 278, 1921 und Am. Journ. (5) **3**, 1, 1922.
 (39) E. Cohen, T. M. P. M. **14**, 188, 1895.
 (40) Brögger, Vetenskabselsk. Skrifter 1897 I, Nr. 6.
 (41) Schaller, nach Z. X. **57**, 101, 1922.
 (42) Fouqué und Michel-Lévy, Synthèse des minéraux etc. Paris 1882, 59, 126.
 (43) Bourgeois, Ann. Chim. Phys. **19**, 1883.

Vesuvian.

Chem. Zus. $\text{H}\text{Ca}_2\text{Al}(\text{SiO}_4)_2$, nach Jannasch und Weingarten (1) für die Fluor-freien Varietäten, während in den Fluor-haltigen die eine Gruppe (OH) der verdoppelten Formel durch F zu ersetzen ist. Vertretung von Ca durch Mg, Fe, Mn; des Al durch Fe, Ti; kleinere Mengen Alkalien (K, Na und auch Li) kommen oft vor, Cu im Cyprin und Jevreinowit; Zn und Sr sind von Weigel (2) in V. aus kontaktmetamorphen Zink-führendem Kalkstein des Sichota-Alin bei Wladiwostok angetroffen, B an einigen Fundorten (Wilui, Arendal), Ti scheint allgemein etwas vorhanden (3), Cr im uralischen; Mangan nach Niggli (28) am Becco della Corbassera.

Morph. Quadratisch, holoedrisch; auch nach den Ätzfiguren [Pren-
del (4), Traube (5)]. — $c = 0,5372$ (Kupffer), etwas schwankend. (111),
(101), (110), (100), (210), (001), (311) u. a. F. Tracht, kurz säulenförmig,
mit großer Basis und kleineren Pyramiden, selten pyramidal. Stenglige
Aggregate, rundlich-eckige Körner, derbe Massen.

$$\begin{array}{l} 111 : 111 = 50^{\circ}39' \quad 101 : 001 = 28^{\circ}15' \\ \text{—} \quad 001 = 37^{\circ}13,5' \quad 311 : 3\bar{1}\bar{1} = 31^{\circ}38' \\ 101 : 011 = 39^{\circ} 6' \quad \text{—} \quad 100 = 35^{\circ}10' \end{array}$$

Zwillingsbildung nicht bekannt.

Koh. Spaltbarkeit undeutlich nach (100) und (110); im Dünnschliff
nur selten deutliche Spaltrisse. Bruch uneben bis flach muschlig. Keine
Anzeichen von Plastizität. — $H = 6,5$. — $d = 3,35\text{—}3,47$; 3,448 an
sorgfältig gereinigtem Material vom Vesuv nach Jannasch (6), 3,271
an Mn-haltigem von Sichota-Alin nach Weigel (2), 3,331 am Wiluit
nach Prendel (4).

Opt. Glasglanz, ins fettige neigend, zumal auf Bruchflächen. Farben
vorwiegend grün oder braun in verschiedener Nuance und Tiefe, auch
gelb, seltener blau, rosarot. Im durchfallenden Lichte farblos, gelblich
bis grüngelb, grünlich, rosarot, selten rotbraun, grünlichviolett oder blau
(Cyprin), der Mangan-haltige von Pajsberg und Långbanshyttan tief blutrot
nach Flink (7). Die Farben wechseln oft in konzentrischen Schalen,
seltener in mehr oder weniger unregelmäßigen Feldern in Quer- und
dann auch wohl in sanduhrförmiger Abgrenzung in Längsschnitten.

Brechungsindizes hoch, Doppelbrechung sehr niedrig und vor-
herrschend negativ; an den Kristallen von Wilui positiv; mit der Wellen-
länge wechselnd negativ und positiv bei Kristallen der Tiroler Fund-
orte im Fassa- und Fleimser Tale.

Die in der folgenden Tabelle aufgeführten Brechungsindices (für
Na-Licht) beziehen sich nur zum Teil auf analysiertes Material und sind
insofern wenig genau, als die Kristalle vielfach (infolge isomorpher Schich-
tung) nicht homogen sind.

	ω	ε	Δ	
1. Sandfort Ale, grün- braun	1,705	1,701	— 0,004	Hlawatsch (8)
2. Poljakowsk, licht- grün	1,7120	1,7108	— 0,0012	„
3. Predazzo, braun .	1,716	1,717	+ 0,001	„
4. Wilui (Wiluit) .	1,716	1,721	+ 0,0050	„
5. Berg Mansjö, aus Pegmatitgang . .	1,721(6)	1,716(6)	— 0,0050	v. Eckermann (26)
6. Ala, grün . . .	1,7235	1,7226	— 0,0009	Osann

7. Berg Mansjö, aus

d. Kalk 1,7253 1,7204 — 0,0049 v. Eckermann (26)

8. Ersby, Pargas . . 1,7261 1,7212 — 0,0049 Laitakari (9)

9. Ala, braun 1,732 1,726 — 0,006 Hlawatsch (8).

Die Reihenfolge nach der Höhe von ω (und der mittleren Brechung) stimmt ersichtlich nicht mit der Reihenfolge nach der Höhe der Doppelbrechung, was auf Variation der Zusammensetzung nach mehreren Richtungen und deren Einfluß auf die optischen Eigenschaften hinweist.

Die Stärke der Doppelbrechung und ihr Charakter ändert sich bei vielen Vorkommnissen mit dem Orte und mit der Wellenlänge und führt dann zu eigentümlichen und von den gewöhnlichen, im parallel- und im konvergent-polarisierten Lichte abweichenden Erscheinungen, mit denen sich C. Hlawatsch (8) eingehend beschäftigt hat. Bei den gesteinsbildenden Vesuvianen findet man im Dünnschliff besonders bei zonarer Farbenverteilung, aber auch bei vollkommen einheitlicher Färbung, zwar einheitliche Auslöschung, aber streifenweis wechselnde Interferenzfarben (Hamrefjeld, Norwegen), mit einem Wechsel von optisch positivem und negativem Charakter in den verschiedenen Streifen, oder auch einheitliche Farben, aber nicht die normalen Newtonschen. Die Erklärung liegt in der relativ (im Verhältnis zur Größe der Doppelbrechung) sehr starken Dispersion der Doppelbrechung; N hat nach Ehringhaus (10) sehr niedrige, bald positive, bald negative Werte:

Canzacoli . . . N = + 0,68 Ala N = — 2,4

Poljakowsk . . N = — 0,066 Ala N = — 4,1

Ala (grün) . . . N = — 1,0 Sandford . . N = — 20,8.

Die an Keilen von V. sichtbaren höchst ungewöhnlichen Interferenzfarben sind indessen im Dünnschliff nicht immer bemerkbar; am häufigsten sind gelbbraunliche und tief-azurblaue Färbungen, sie sind bei hinreichend dicken Schliffen natürlich auch am Mittelfeld der Interferenzfigur und seinen ersten Ringen im konvergenten Licht zu sehen.

Manche Vesuviane zeigen die normale optische Einachsigkeit oder doch nur geringe Störungen (braune Vesuviane vom Vesuv zum Teil, von Zermatt, von Eger und von Egg, grüne vom Zillertal und Pfitschtal), andere erweisen sich abnorm zweiachsig mit einer mehr oder weniger regelmäßigen und mannigfachen Felderteilung, die auch hier, wie bei Granat u. a. M. sich als abhängig von der äußeren Kristallform erweist. Die Lage der Achsenebene und die Größe des Achsenwinkels ist verschieden in verschiedenen Feldern. Mit der Erforschung und Deutung dieser Erscheinungen haben sich besonders R. Prendel (11), R. Brauns

(12) und C. Klein (13) beschäftigt. — Die Beziehungen zwischen dem optischen Verhalten und der chemischen Zusammensetzung suchte C. Klein (14) festzustellen.

Der Pleochroismus des V. ist schwach und im Dünnschliff nur bei tiefer Farbe bemerkbar, $\omega > \varepsilon$:

Ala, grün	$\omega =$ grünlichgelb	$\varepsilon =$ grasgrün, Des Cloiz- eaux (15)
Cyprin, blau	$\omega =$ dunkelblau	$\varepsilon =$ fast farblos
Ala, braun	$\omega =$ gelbbraun	$\varepsilon =$ lichter, mit Stich in Gelb- lich, Hlawatsch (8)
Jordansmühl, pfirsichblütrot	$\omega =$ farblos	$\varepsilon =$ rosarot, v. Lasaulx (16)
Gleinitz, grünlich	$\omega =$ farblos	$\varepsilon =$ lichtgoldgelb, „ „
Gleinitz, rosarot	$\omega =$ farblos	$\varepsilon =$ lichtrosarot, v. Lasaulx (16)
„ amethystfarben	$\omega =$ lichtgrün	$\varepsilon =$ pfirsichblütrot, „ „
Poljakowsk, hellgrün	$\omega =$ gelb	$\varepsilon =$ hellflaschengrau, Hla- watsch (8)
Sforzella, braun	$\omega =$ bräunlichgrün	$\varepsilon =$ gelbgrün, Hlawatsch (8)

Phys.-Chem. Schmilzt leicht und unter Schäumen zu braunem oder grünem Glas, das von Salzsäure unter Ausscheidung von Gallerte gelöst wird. Im natürlichen Zustande wird er von ihr nicht angegriffen. Schmelzpunkt unbekannt, bei dem Gehalt an flüchtigen Bestandteilen ist Zersetzung beim Erhitzen anzunehmen.

Umwandlungserscheinungen sind an dem gesteinsbildenden Vesuvian selten; V. M. Goldschmidt (27) beschreibt Pseudomorphisierung durch Prehnit in Kontaktkalken des Kristianiagebietes. — Der V. umhüllt gelegentlich die mit ihm vergesellschafteten Substanzen, zumal Calcit, Granat und Pyroxene und enthält auch wohl Flüssigkeitseinschlüsse; doch fehlen alle irgendwie charakteristischen Einschlüsse.

Die künstl. Darstellung des Vesuvians ist bisher nicht gelungen. Läßt man geschmolzenen Vesuvian langsam erkalten, so erhält man kristalline Aggregate, in denen C. Dölter und Eug. Hussak (22) Mejonit, Melilith und Anorthit erkannt zu haben glauben. Auch R. Prendel (4) erhielt diese Mineralien neben einer Ca-haltigen olivinähnlichen Substanz beim Schmelzen von Wiluit. Vermutlich haben bei der Entstehung des V. (von ihm zum Teil aufgenommene) flüchtige Stoffe mitgewirkt, wie es auch Weibull (23) besonders von Alkalifluoriden für die fluorhaltigen V. annimmt.

Vork. Der Vesuvian tritt vorwiegend, wenn nicht ausschließlich, in metamorphen Gesteinen auf; in den Kalken und Kalksilikathornfelsen mancher Granitkontakthöfe (Göpfersgrün, Harz, Kristiania, Monzoni, Zermatt usw.) ist er verbreitet und wurde hier von Gumbel, Lossen, Brögger (18), V. M. Goldschmidt (19) u. a. beschrieben. Nach

Quensel (17) erscheint er auch in den Alkaligesteinen von Almunge, wahrscheinlich als letzter Rest völlig resorbierter Kalksteine, von Q. aufgefaßt als Ausscheidung aus Schmelzfluß. — Als Porphyroblast ist er in den körnigen Kalken der kristallinen Schieferformation, sowie als Gemengteil in den geognostisch hiermit verwandten Einlagerungen von Kalksilikatfelsen im Schwarzwald ziemlich häufig; in der Gneißformation hat der Vesuvian eine bis heute noch nicht ganz zu übersehende Verbreitung. So beschrieb ihn E. Schumacher (24) aus dem Kalkdiopsidschiefer von Tschammendorf bei Strehlen in Schlesien, Fr. Becke (25) aus einem mit granatführendem Glimmerschiefer wechsellagernden Hornblendegestein vom Klopffberg bei Schiltern in Niederösterreich. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch diese Vorkommnisse den Kalksilikatfelsen zugehören. — Am häufigsten wird er begleitet von Wollastonit, Diopsid und anderen Pyroxenen, Granat, Epidot und Titanit. — Manganhaltig, zusammen mit anderen Mangansilikaten (Epidot, Spessartin u. a.) findet er sich auf den Erzlagern von Pajsberg nach Flink (20) und Jacobsberg nach Igelström (21).

Literatur.

- (1) Jannasch und Weingarten, Zeitschr. anorg. Chem. **8**, 356, 1895 und **11**, 40, 1896 und Weingarten, Dissert. Heidelberg 1901 nach Centralbl. 1902, 726.
- (2) Weigel, N. J. B. B. **37**, 703, 1914.
- (3) Lacroix, C. R. **168**, 860, 1919.
- (4) Prendel, Z. X. **17**, 95, 1890.
- (5) Traube, N. J. B. B. **10**, 462, 1896.
- (6) Jannasch, N. J. 1883 II, 134.
- (7) Flink nach N. J. 1922 I, — 30 —.
- (8) Hlawatsch, T. M. P. M. **21**, 107, 1902.
- (9) Laitakari, nach Z. X. **57**, 310, 1922.
- (10) Ehringhaus, N. J. B. B. **43**, 608, 1920.
- (11) Prendel, Z. X. **17**, 94, 1890.
- (12) R. Brauns, Die optischen Anomalien der Kr. 1891, 291.
- (13) C. Klein, S. B. A. 1892, 246 und 1894, 723 und N. J. 1892 II 204; 1895 II, 106.
- (14) C. Klein, S. B. A. **19**, 653, 1904.
- (15) Des Cloizeaux, Man. de Min. 1862, 280.
- (16) v. Lasaulx, Z. X. **4**, 169, 171, 1880.
- (17) Quensel, Bull. Geol. Inst. Upsala **12**, 196, 1914 und Centralbl. 1915, 201.
- (18) Brögger, Die silur. Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet usw. 1882, 350 et passim.
- (19) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skrift. 1911 I, Nr. 1, S. 425.
- (20) Flink, Miner. Not. 1886, S. 138.
- (21) Igelström, Bull. Geol. Inst. Upsala **9**, 22.
- (22) Doelter und Hussak, N. J. 1884 I, 173.
- (23) Weibull, Z. X. **25**, 31, 1896.
- (24) Schumacher, Z. D. G. G. **30**, 501, 1878.
- (25) Becke, T. M. P. M. **4**, 344, 1882.

(26) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 373, 1922.

(27) V. M. Goldschmidt, Videnskabelk. Skr. I, 1911, Nr. 1, S. 326.

(28) Niggli, Lehrb. d. Mineralogie. S. 632, 1920.

Melinophan.

Chem. Zus. $\text{NaCa}_2\text{Be}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{F}$.

Morph. Quadratisch, teilflächig?

$c = 0,6584$ Bertrand. Tafelig nach (001), daneben (100), (101), (201), (111); in den wenigen bekannten Kristallen mit Randflächen sind diese unregelmäßig verteilt; die Symmetrie ist daher, auch nach den Ätzfiguren, vielleicht nicht holodrisch. Vorwiegend hypoparallele blättrige Aggregate.

$$001 : 101 = 33^\circ 22' \quad 001 : 201 = 52^\circ 47'$$

$$001 : 111 = 42^\circ 58' \quad 111 : 111 = 57^\circ 37'$$

Koh. Spaltung nach (001) schwierig. — $H. = 5,0$ bis $5,5$. — $d = 3,00$ — $3,018$.

Opt. Glasglanz, Farbe maisgelb, schwefelgelb, orange, honiggelb, selten rötlich und besonders bei unfrischer Substanz. — Brechungsvermögen mäßig; starke negative Doppelbrechung.

ω (rot) = 1,611	$\varepsilon = 1,592$	$\Delta = 0,019$	Des Cloizeaux (2)
ω (rot) = 1,6097	$\varepsilon = 1,5912$	$\Delta = 0,0185$	Brögger (1)
ω (Na) = 1,6126	$\varepsilon = 1,5934$	$\Delta = 0,0192$	"
ω (Tl) = 1,6161	$\varepsilon = 1,5975$	$\Delta = 0,0186$	"

Die Interferenzfigur ist bald durchaus normal, bald öffnet sich das Kreuz in wechselndem Betrage mit $2E$ bis 36° ; selbst in demselben Blättchen verhalten sich verschiedene Stellen verschieden. — Pleochroismus nur in dickeren Blättchen erkennbar; O honig- bis bräunlichgelb, E schwach grünlichgelb.

Phys.-Chem. Schmilzt v. d. L. unter Anschwellen zu weißem Email (vermutlich unter Zersetzung). In gewöhnlichen Säuren unlöslich.

Vork. Bisher nur auf pegmatitischen Gängen in den Alkali- und Nephelinsyeniten des Langesund, zumal der Insel Arö, Südnorwegen, zusammen mit dem ähnlichen Leukophan, mit Molybdänglanz, grauem Zirkon, Fluorit und namentlich mit Homilit; bei Frederikswärn mit Pyrochlor.

Literatur.

(1) Des Cloizeaux, Manuel de min. 1862, 145.

(2) Brögger, Z. X. **16**, 279, 1890.

Mineralien des hexagonalen und trigonalen Systems.

Diese Kristalle haben eine (und nur eine) sechs- bzw. dreizählige Drehachse. Eine Fläche von allgemeinsten Lage zu den Symmetrieelementen tritt daher zum mindesten in der Sechs- bzw. Dreizahl auf. Die Neigungswinkel derartiger sechs- bzw. drei Flächen zueinander sind für jedes Mineral andere und daher für jedes charakteristisch.

Für die zu der sechs- bzw. dreizähligen Achse senkrechte Basis gilt in optischer Hinsicht dasselbe wie bei quadratischen Kristallen. Ebenso für die Durchschnitte nach (0001) tafliger Kristalle, bei denen eine etwa vorhandene Spaltbarkeit dann meist nach (0001) geht. Sind die Kristalle prismatisch nach einem Prisma (I. oder II. Ordnung), (wobei dann öfter Spaltbarkeit nach einem derselben vorhanden ist), so kann man wieder aus dem Winkel der Auslöschungsrichtung der ordentlichen Welle mit den Spuren von zwei Prismenflächen (oder auch aus dem Winkel der Spuren aller dreier Prismenflächen zueinander allein) die kristallographische Orientierung eines jeden beliebigen Schnittes ermitteln. In einem beliebigen Schnitt $\{hkli\}$ sei c_1 der Winkel zwischen der Auslöschungsrichtung o der ordentlichen Welle und der Spur einer Säulenfläche, etwa $\{10\bar{1}0\}$. Nennt man den Winkel $\{hkli\}^{\wedge}\{0001\}$ wieder B und den Winkel, den die Kante $[hkli:0001]$ mit der Kante $[10\bar{1}0:0001]$ macht, a_1 (Azimut in Bezug auf eine Nebenachse), so kann man die Werte von a_1 berechnen für alle Kombinationen von $B = 0^\circ, 10^\circ, 20^\circ \dots 80^\circ, 85^\circ, 88^\circ$ mit $c_1 = 0^\circ, 10^\circ, 20^\circ \dots 80^\circ, 85^\circ, 88^\circ$. Danach sind in der oberen Hälfte der Taf. II jene Kurven konstruiert, die sich in P_1 vereinigen. Man gewinnt durch Interpolation zwischen zwei benachbarten Kurven einen geometrischen Ort für B und a_1 der Fläche $\{hkli\}$. Mißt man ebenso den Winkel zwischen der Auslöschungsrichtung o und der Kante (Spaltungsriss) zur Fläche $\{01\bar{1}0\}$, so ergibt sich daraus ein Kurvensystem, in dem mit dem gleichen Wert von B der Wert $a_2 = (60 - a_1)$ verbunden ist und dessen einzelne Kurven in P_2 zusammenlaufen. Die daraus für das beobachtete c_2 durch Interpolation gefundene Kurve liefert einen zweiten geometrischen Ort für $\{hkli\}$, ihr Schnittpunkt mit der ersten bestimmt das B und a der Fläche.

Die Verbindungslinien derjenigen Schnittpunkte der Kurven c_1 und c_2 , für welche $c_1 + c_2$ denselben Wert hat, gibt (in den gestrichelten Kurven s_1) geometrische Örter für jene Lagen von $\{hkli\}$, die durch Gleichheit der Winkel der Spaltrisse nach $\{10\bar{1}0\}$ und $\{01\bar{1}0\}$ charakterisiert sind.

Sind auch die Spaltrisse nach (oder Kante zu) $(\bar{1}\bar{1}00)$ neben den beiden andern sichtbar, so kann man (z. B. bei undurchsichtigen Kri-

stallen, wo die Spur von (0001) fehlt) aus allen dreien die Lage von $\{hkli\}$ bestimmen, indem man das für die c_3 gültige Kurvensystem zu Hilfe nimmt. Es ist dazu der Winkel B mit $a_3 = (a_1 + 60^\circ)$ zu verbinden; so ergeben sich in Taf. II jene Kurven, die in P_3 zusammenlaufen.¹⁾

Aus der Beobachtung des Winkels der Spaltrisse nach $\{10\bar{1}0\}$ und $\{01\bar{1}0\}$ entnimmt man jetzt durch Interpolation zwischen den Kurven s_1 einen geometrischen Ort (eine s_1 -Kurve), dann aus der Beobachtung des Winkels der Spaltrisse nach $\{0110\}$ und $\{1100\}$ durch Interpolation zwischen den Kurven s_2 einen zweiten geometrischen Ort (eine s_2 -Kurve); ihr Schnittpunkt gibt B und a von $\{hkli\}$. (Mügge, Zentralbl. 1924, 387.)

Graphit²⁾.

Chem. Zus. Kohlenstoff, mit mehr oder weniger Verunreinigungen (Aschenbestandteile; gewöhnlich Ton, Eisenoxyde), auch kleinen Mengen flüchtiger Bestandteile.

Morph. Trigonal (rhomboedrisch-holoedrisch). Andere Formen als (0001) nicht mit Sicherheit bekannt. Aus dem Röntgenogramm berechneten Debye und Scherrer (1) den Winkel der Polkanten des Rhomboeders zu $68^\circ 26'$; da dieses aber schon flächenzentriert ist, gibt man diesem am besten das Zeichen (0221); dann wird der Winkel der Polkanten des primitiven Rhomboeders nach Johnson (2) $39^\circ 45'$, demnach das Rhomboeder sehr spitz mit $1011 : \bar{1}101 = 115^\circ 46'$ ³⁾. Durch Erhitzen in trockenem Sauerstoff oder Kochen in Kaliumchromat-Schwefelsäure-Gemisch entstehen auf (0001) regelmäßige Sechsecke als Ätzfiguren.

Tafeln von sechsseitigem bis rundlichem Umriß; scheibenähnliche Körper; blättrige, schuppige, auch stenglige Aggregate; in körnigen Kalken auch Körner mit kleintraubiger und nierenförmiger Oberfläche, ähnlich Colloiden.

Koh. Spaltbarkeit nach (0001) höchst vollkommen. Charakteristisch die äußerst geringe elastische Vollkommenheit; es scheint, daß schon bei höchst geringen Beanspruchungen die Elastizitätsgrenze überschritten wird und zwar nach Mügge (18) unter Translation längs $T = (0001)$ mit Bevorzugung von $\bar{6}$ unter 60° zueinander geneigten Richtungen t. Senkrecht

¹⁾ In der unteren Hälfte der Taf. II ist der bequemerer Verwendbarkeit wegen auch noch das zu c_1 in bezug auf die Abszissenachse symmetrische Kurvensystem eingetragen (Vereinigungspunkt ebenfalls P_1).

²⁾ Nachdem Debye und Scherrer (1) gezeigt haben, daß die sog. amorphen Kohlenstoff-Varietäten (auch Anthrazit) hochdisperser Graphit sind, liegt keine Veranlassung mehr vor, Graphitit, Schungit u. a. als vom Graphit verschieden zu betrachten.

³⁾ Ewald (3) hatte nach einem Laue-Röntgenogramm das Achsenverhältnis zu 1,63 bestimmt.

zu t verlaufen auf der Spaltfläche dann drei Systeme feiner Streifen oder rückenartig erhabener Leisten, die von je drei gegen (0001) gleich geneigten Flächen begrenzt werden, deren Schnittkante oft wieder durch eine der Fläche (0001) parallele Fläche abgestumpft wird. Diese Streifen, die sehr leicht durch Druck entstehen, beruhen auf Knickung um die drei Richtungen $\perp t$, bei denen vielleicht auch unvollkommenere Spaltbarkeit nach Rhomboederflächen (nach denen H. J. Sjögrén (4) Zwillingsbildung annahm) im Spiele sind [ähnlich wie bei den Knickungen des Cyanit die Spaltung nach (001)]. Schlagfigur auf (0001) ein drei- oder sechsstrahliger Stern, dessen Strahlen parallel den genannten Rücken verlaufen. — $H = 1-2$, abfärbend, schneidbar, fettig und wegen der guten Wärmeleitung kalt anzufühlen. — Dichte auf der Alibertschen Grube 2,235—2,412 nach Jaczewsky (5); die Dichte von chemisch gereinigten und durch Pressen von Lufteinschlüssen befreiten Graphit-Varietäten soll nach H. Le Chatelier und Wologdine (6) nur zwischen 2,255 und 2,256 schwanken. Aus der Struktur, wie sie von Debye und Scherrer (1) ermittelt wurde, würde sich nach Johnsen (3) nur die Dichte 2,12 ergeben¹⁾.

Opt. Nach Gaubert (26) in sehr feinen ($0,2-2 \mu$) Schüppchen grüngrau durchsichtig; Brechungsindex zwischen 1,93 und 2,07; optisch einachsig negativ; ω dunkelgrün, ε fast farblos²⁾. In blättrigen Massen Metallglanz, in feiner Verteilung erdig matt. Eisenschwarz bis stahlgrau. Strich schwarz, glänzend.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar; Schmelzpunkt unbekannt. In der Bunsenflamme verbrennt Graphit mehr oder weniger rasch je nach Reinheit und Großblättrigkeit des Materials, nach Osann (31) wenn rein, schon in dunkler Rotglut. Unter der Einwirkung von rauchender Salpetersäure + Kaliumchlorat wandelt sich der Graphit in goldgelbe Blättchen von Graphitsäure um. Dabei werden die Graphitblättchen nach E. Weinschenk (7) zuerst tief smaragdgrün, dann ohne Veränderung der Form allmählich gelbgrün und endlich weingelb. Die Blättchen sind bei jeder dieser Farben negativ einachsig mit

¹⁾ Indessen schwankt nach Debye und Scherrer der Abstand der mit C besetzten Ebenen (0001) mit dem Grade der Pressung, die der Graphit erfahren hat. Es scheint, auch nach den Erwägungen von Kohlschütter (Zeitschr. f. anorg. Chem. **105**, 35, 1918) Verfasser nicht unmöglich, daß Graphit keine selbständige kristallographische Modifikation von C sei, sondern vielleicht eine Art Paramorphose (nach Diamant?), vergleichbar den sog. Kristallskeletten, die nach der Zersetzung von Zeolithen, Glimmer, Koenenit u. a. übrig bleiben.

²⁾ Verf. konnte am Graphit von Ticonderoga nur die Farbe bestätigen, aber weder im parallelen noch im convergenten Licht Doppelbrechung oder Pleochroismus wahrnehmen; auch die Knickungsstreifen machten sich optisch nicht bemerklich.

starker Doppelbrechung. — Diese sog. Graphitoxyside sind aber nach Kohlschütter und Haenni (9) keine Kristalle, sondern Dispersoide; die Oxydation des Graphit gehört danach zu den „topochemischen“ Reaktionen, d. h. solchen, bei denen die Oberfläche, längs der sie erfolgt, von Bedeutung ist; die Doppelbrechung soll anomal sein. — W. Luzi (8) fand, daß gewisse Graphite zu beginnender Rotglut auf Platinblech erhitzt nach vorhergegangener Behandlung mit konz. Schwefelsäure, oder Salpetersäure, oder auch Salpetersäure + Kaliumchlorat sich wurmähnlich zu dem 8—10fachen ihrer Massen aufblähen, während andere diese Reaktion nicht geben. Er nannte die ersten Graphite, die anderen Graphitite. — H. Moissan (10) machte die gleiche Beobachtung an natürlichen Graphiten und stellte fest (11), daß Graphit, welcher durch die Temperatur des elektrischen Ofens aus Diamant, Ruß oder Kohle dargestellt war, dieses Aufblähen nicht zeigte, während der aus geschmolzenen Metallen kristallisierte Graphit stets diese Reaktion gab. — E. Weinschenk (7, 12) fand, daß dieses Aufblähen um so deutlicher wurde, je deutlicher blättrig der untersuchte Graphit war und sieht die Ursache nicht in einer chemischen oder molekularen Verschiedenheit, sondern darin, daß die blättrigen Graphite die Säure aufsaugen und dann die beim Erhitzen entweichenden Gase den Graphit nach den Spaltflächen auseinandertreiben.

Künstl. Darstellung. Nach W. Luzi (22) entstehen gut ausgebildete Graphitkristalle bei langsamer Abkühlung eines unter Flußspatbedeckung zusammengeschmolzenen Gemenges von Kaliglas + Flußspat + Wasser + Ruß. Bei rascher Abkühlung soll der Kohlenstoff im bräunlichgelb gefärbten Glase gelöst bleiben. — Der sog. Acheson-Graphit entsteht nach einer Mitteilung von Karau (23) durch Erhitzen des zuerst entstandenen Carborund auf über 1700° , wobei Si verdampft und zu SiO_2 oxydiert wird und Graphit in Pseudomorphosen nach Carborund zurückbleibt. — Aus dem Vorkommen von Graphit in an sich Kohlenstoff-freien Hochofengestellsteinen schließt Weinschenk (24) auf Entstehung aus flüchtigen Verbindungen. G. Friedel und Ribaud (30) machten die wichtige Beobachtung, daß G. aus Diamant unter Aufblätterung längs dessen Oktaederflächen und Veränderung seiner Spannungsdoppelbrechung entsteht, wenn er über $1885 \pm 5^{\circ}$ erhitzt wird.

Vork. Daß der Graphit aus der organischen Kohle entstehen kann, beweist sein Auftreten in den Hornfelsen der Schieferkontaktzonen, wo ihn ebenso wie im Chistolithschiefer von Burkhardswalde und im Quarzit aus dem Röhrsdorfer Tale bei Kreischa in Sachsen R. Beck und W. Luzi (8) nachwies. Auch die Graphite der Ostalpen sind nach Weinschenk (13) das Produkt der Einwirkung granitischer Gesteine

auf (wahrscheinlich karbonische) kohlenführende Sedimente, und einem ähnlichen Vorgang verdanken die gelegentlich in Porphyren (z. B. Elbingerode i. Harz), Basalten u. a. massigen Gesteinen gefundenen Graphitknöllchen wohl ihre Entstehung. Nach der Meinung von Winchell (14) ist anzunehmen, daß in Kohlehaltigen feuchten Sedimenten zunächst eine Oxydation des Kohlenstoffs unter Einwirkung des Wassers bei hoher Temperatur stattfindet; wird dieser Prozeß (unter 600° ca.) rückläufig, so kommt wieder Kohlenstoff zur Ausscheidung, sodaß auf diese Weise eine Wanderung und Anhäufung von fein verteiltem organischem Kohlenstoff möglich wird. — Auch der Schungit in den präcambrischen Schiefern des südöstlichen Finnlands ist nach Metzger (28) organischen Ursprungs, vielleicht eine Sapropelbildung (ähnlich dem nach Barrois aus Radiolarienschlamm entstandenen Graphit der Bretagne); er läßt aber schon trigonale Linien ähnlich wie Graphitkristalle erkennen. Organischen Ursprung wird man meist auch dem Graphit zuschreiben, der in Gesteinen der kristallinen Schiefer (Graphitschiefer, Graphit-Quarzit, Graphitgneiß usw.) und ihren körnigen Kalken auftritt, nur daß er hier das Produkt einer regionalen Metamorphose wäre. Er ist hier fast stets in Gesellschaft von Rutil. Indessen hat Weinschenk (13) versucht, für den Graphit in den Gneiß des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges eine pneumatolytische Entstehung nachzuweisen und eine solche Entstehung, also spätere Zuführung des Kohlenstoffs, scheint nach den Beschreibungen von Grünling (15) und Weinschenk (16) wie auch älterer Beobachter in der Tat unabweisbar für das Vorkommen auf Gängen in Ceylonischen Granuliten, wo der Graphit in Tafeln und Stengeln senkrecht zum Saalband aufgewachsen ist, vielfach gefaltet, zuweilen völlig zerrieben. Seine Begleiter sind hier Quarz, Pyrit, Apatit, Rutil, Titaneisen, Kalkspat. Als flüchtige Kohlenstoffverbindungen nahm Weinschenk namentlich Carbide und Kohlenwasserstoffe an, indessen hat Winchell (14) darauf hingewiesen, daß es viel wahrscheinlicher ist, daß der Graphit durch Reduktion von Oxyden des Kohlenstoffs entstanden sei. Denn nach dem, was über die Gleichgewichte von C, CO, CO₂ und H₂ bekannt ist, wird in Lösungen, die hinreichende Mengen der letzteren enthalten, bei Abkühlung unter 500° Kohlenstoff zur Ausscheidung gelangen, wenn ein Entweichen der Gase unmöglich ist. Ähnlicher Bildungsweise wie auf Ceylon scheinen auch die Vorkommen bei Tsingoarivo auf Madagaskar zu sein. (Lacroix 29). — V. M. Goldschmidt (27) nimmt an, daß Kohlenstoff in der Natur auch abgeschieden sein könne durch Umsetzung eisenreicher Silikate mit CS₂ oder CO (z. T. unter gleichzeitiger Bildung von Kiesen).

Als Gemengteil von Tiefengesteinen, besonders in ihren Pegmatiten, wird Graphit oft genannt und teilweise als eine direkte Aus-

scheidung aus Schmelzfluß angesehen, wie von Vernadsky und Schlarewsky (17) im Granit des Ilmengebirges. In Granit in großen Blättern erscheint er nach Lacroix (29) auch bei Vohitsara, wobei der Feldspat ganz in Hydrargillit verwandelt ist. Bei Botogolsky-Goletz in Sibirien enthält der Nephelinsyenit nach Jaczewsky (5) Graphit. Der Nephelinsyenit durchbricht Kalkstein und Graphitschiefer und umhüllt von beiden große Stücke; von ihnen stammt der Graphit des Eruptivgesteins, der in den Alibertgruben gewonnen wurde. Als selteneren Gemengteil in Granulit fand ihn Sigmund (19) bei Pöchlarn und zwar als staubförmigen Überzug der Mikroperthite, Quarze und Granate und auf ihren Spältchen, niemals aber von ihnen umschlossen. Ebenso wurde er von Harbort (20) in nordischen Pegmatit-Geschieben zusammen mit Flußspat und Apatit beobachtet. — Nach Heinisch (21) soll Graphit auch durch langsame Oxydation des Wasserstoffs in Humussubstanzen entstehen. — G. Friedel (25) konnte Graphit in Cap-Diamanten nachweisen.

Literatur.

- (1) Debye und Scherrer, Gött. Nachr. 1917, auch Phys. Zeitschr. **18**, 291, 1917.
- (2) Johnsen, N. J. 1918, — 243 — [Ref. über (1)].
- (3) Ewald, S. M. A. 1914, 325.
- (4) Hj. Sjögrén, Öfersigt Vet. Ak. Förhdl. Stockholm, **4**, 29, 1884 n. Z. X. **10**, 506, 1885.
- (5) Jaczewsky, Z. X. **38**, 197, 1903.
- (6) H. Le Chatelier und Wologdine, C. R. **146**, 49, 1908.
- (7) Weinschenk, Z. X. **28**, 294, 1897.
- (8) Beck und Luzi, Zeitschr. ges. Natw. Halle a. S. **64**, 224, 1891. Ber. deutsch. chem. Ges. **24**, 4085, 1891; **25**, 214 und 1378, 1892; **26**, 890 und 1412, 1893. N. J. 1891 II, 28.
- (9) Kohlschütter und Haenni, Zeitschr. f. anorg. Chem. **105**, 121, 1919.
- (10) Moissan, C. R. **121**, 538, 840, 1895.
- (11) Moissan, C. R. **120**, 17, 1895.
- (12) Weinschenk, Z. X. **28**, 139, 1897.
- (13) Weinschenk, Abhdlg. Bayer. Ak. d. W. **21**, 233, 1890.
- (14) Winchell nach N. J. 1915 II, — 204 —.
- (15) Grünling, Z. X. **33**, 222, 1900.
- (16) Weinschenk, Abhdlg. bayer. Ak. W. II, **19**, S. 4.
- (17) Vernadsky und Schlarewsky, Z. X. **36**, 180, 1902.
- (18) Mügge, N. J. 1898 I, 108.
- (19) Sigmund, T. M. P. M. **23**, 406, 1904.
- (20) Harbort, Z. D. G. G. Monatsber. 1915, 176.
- (21) Heinisch, S. W. A. II, **70**, 85, 1911.
- (22) Luzi, Dissert. Leipzig 1891, vgl. auch (8).
- (23) Karau, Zeitschr. f. angew. Chem. 1913, 488.
- (24) Weinschenk, nach N. J. 1905 I, — 261 —.
- (25) G. Friedel, C. R. **177**, 1085, 1923.
- (26) Gaubert, C. R. **177**, 1123, 1923.
- (27) V. M. Goldschmidt, Naturwissenschaften 1922, Heft 17.
- (28) Metzger, Bull. Comm. géol. Finlde. **64**, 60, 1923.
- (29) Lacroix, Min. de Madagascar I, 153, 1922.
- (30) G. Friedel und Ribaud, C. R. **178**, 1126, 1924.

Magnetkies.

Chem. Zus. $\text{Fe}_n \text{S}_{n+1}$ mit $n > 5$. Nach Allen, Crenshaw und Johnston (1) feste Lösungen von Schwefel in FeS. Neben Fe auch Ni in wechselnden Mengen (in manchen Vorkommen nach Dickson (3), in der Form von (nach Schneiderhöhn (2) durch Entmischung entstandenen) Pentlandit-Einschlüssen. Nach Dickson auch etwas Co und Cu.

Morph. Hexagonal, holoedrisch; $c = 1,74$ nach G. Rose¹⁾.

Nach den magnetischen Eigenschaften und auch nach der Flächenzeichnung auf (0001) bei gewöhnlicher Temperatur vielleicht rhombisch, pseudohexagonal, aber schwerlich, wie P. Weiss (5) meinte, monoklin. — Formen: Basis, Säulen erster und zweiter Ordnung, gestreifte Pyramiden. Auch Blättchen, derbe Massen und fein eingesprengte Teilchen. Kristallform selten deutlich

$$0001 : 10\bar{1}2 = 45^\circ 8'. \quad 10\bar{1}2 : 01\bar{1}2 = 41^\circ 31'.$$

Auf (0001) entstehen nach Streng (6) Ätzfiguren nach Flächen ($h0\bar{h}l$), die sich nach den Spuren der Flächen ($11\bar{2}0$) zu Linien aneinander reihen. Durch elektrolytische Ätzung mit verdünnter HCl treten nach Schneiderhöhn (2) feine Streifen hervor, die er für „Zwillingslamellen“ halten möchte.

Koh. Spaltbarkeit nach ($11\bar{2}0$) unvollkommen, Absonderung nach (0001), mikroskopisch nicht wahrnehmbar. Bruch uneben bis flachmuschlig. $H = 3,5-4,5$, nach Schneiderhöhn nur 3—4. — $d = 4,58-4,64$.

• **Opt.** Metallglanz; bronzegelb, zwischen speisgelb und kupferrot, tombakbraun anlaufend. Nach Schneiderhöhn (2) gelb, mit Stich in rosa. Wirkt stark auf polarisiertes Licht, zwischen gekreuzten Nikols nicht dunkel, sondern intensiv stahlblau. Undurchsichtig; Strich grauschwarz.

Magnetisierbarkeit beschränkt auf Richtungen in (0001), daher stellen sich dünne Blättchen nach (0001) mit den Magnetpolen mit dieser Ebene parallel den Kraftlinien. Nach den quantitativen Bestimmungen von P. Weiss (7) ist aber die Magnetisierbarkeit nicht in allen Richtungen von (0001) gleich, was für niedere Symmetrie spricht, auch verrät sich darin ein Aufbau aus mehreren Individuen mit gemeinsamer Fläche (0001), deren Grenzen durch Erhitzen auf mehr als 300° verändert werden können²⁾.

¹⁾ Wovon aber die von Seligmann (4) an angeblich sehr genau meßbaren (aber nicht chemisch untersuchten) Kristallen der cyclopischen Inseln gefundenen Werte stark abweichen.

²⁾ Damit hängt vielleicht eine Zustandsänderung zusammen, die am Magnetkies thermisch nicht nachweisbar ist, auch am reinen FeS anscheinend sehr langsam verläuft, aber in FeS, das mehr als 5% Fe beigemischt enthält, von Rinne und Boeke (8)

Phys. Chem. Schmelzpunkt bei ungefähr 1170° , indessen entweicht beim Erhitzen an der Luft schon vorher etwas Schwefel, während beim Erhitzen in Schwefeldampf noch Schwefel aufgenommen werden kann [bei 600° bis 6% über den der Formel FeS entsprechenden Gehalt nach Allen, Crenshaw und Johnston (1)]. Im geschlossenen Glasrohr beim Erhitzen ziemlich unveränderlich. — FeS ist nach Vogt (23) in allen eisenhaltigen Silikatschlacken merklich löslich. — In Salzsäure unter Entwicklung von H_2S und Abscheidung von etwas Schwefel löslich. Durch alkoholische Bromlauge wird er (zum Unterschied von Pyrit) schnell zu Fe_2O_3 oxydiert.

An größeren Kristallen ist vielfach Pseudomorphosierung durch Markasit oder Eisenkies oder Arsenkies in regelmäßiger Stellung zum früheren Magnetkies [Vgl. O. Mügge (13) und Schöndorf und Schröder (14)] erkennbar (Freiberg i. S., Hüggel bei Osnabrück); wo diese Umbildung weniger große oder weniger scharf ausgebildete Kristalle betroffen hat, wird sie im allgemeinen nicht mehr nachweisbar sein.

Künstl. Darstellung. Magnetische tombakbraune hexagonale Täfelchen von der Zusammensetzung $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ erhielt Doelter (18) durch Erhitzen von FeCl_2 in einer wässrigen an H_2S gesättigten Na_2CO_3 -haltigen Lösung auf 250° . Ähnlich Weinschenk (19); Allen, Crenshaw und Johnston (1) erhielten meßbare Kristalle durch Einwirkung von H_2S auf schwach saure Lösungen von Ferrosalzen bei 80 — 225° ; darnach wären die bei hoher Temperatur gebildeten, stets tafligen Kristalle wahrscheinlich rhombisch (α -Form), die bei 80° gebildeten hexagonal (β -Form) und zwar Säulen mit Pyramiden und Basis, vielfach in Zwillingen mit unter ca. 90° gekreuzten Hauptachsen. — Manchen natürlichen Bildungsweisen entspricht mehr die schon von Rammelsberg, J. H. L. Vogt u. a. angegebene der Erhitzung von FeS_2 , womöglich in einer Atmosphäre von Schwefeldampf.

Vork. Verbreitet besonders in basischen Tiefengesteinen der Gabbrofamilie und den ihnen entsprechenden Ergußgesteinen (Diabasen, Melaphyren, Basalten), meistens in kleinen Körnern und Blättchen, zuweilen in größeren Körnern und Schlieren. In besonders großen Massen (bis 28000 kg) in dem durch seine Eisenführung bekannten Basalt von Uifac in Grönland nach Böggild (15) und (vermutlich im flüssigen Zustande abgesunken) von der Basis des Norits von Sudbury, Ontario. In kleineren Mengen, z. B. am Bühl bei Weimar (Cassel) und zwar in

festgestellt wurde. Am Magnetkies konnte P. Weiss (9) auch nachweisen, daß die magnetische Anisotropie in (0001) oberhalb 300° verschwindet, die pseudo-hexagonale Symmetrie dann also einer wirklich hexagonalen Platz macht. Auch nach Wologdine (10) liegt ein Umwandlungspunkt bei 300° , nach Chevenard (11) bei 320° .

Pseudomorphosen nach Pyrit nach Eitel (16). — Ebenso in den aus Eruptivgesteinen hervorgegangenen kristallinen Schieferen; so in Hornblende-schiefern und Amphiboliten, auch in Gneißern, zum Teil mit Pyritkernen nach Laura Hezner (17). In Schiefer-Kontaktzonen bereits von Lossen (20) beobachtet, ebenso von Beck und Luzi (21) und O. Mügge (22) in Knotenschiefern am Hennberg bei Weitisberga, zum Teil in Pseudomorphosen nach Pyrit. Ferner bekannt aus metamorphen Kalken wie jenem von Auerbach a. d. Bergstr., denen von Wunsiedel, in finn-ländischen und sehr reichlich mit vielen anderen Kontaktmineralien auf der Kieslagerstätte von Bodenmais. Als pneumatolytische Bildung wohl in Andreasberg i. Harz in kleinen Blättchen auf anderen Gangmineralien zusammen mit Apophyllit, Analcim; ähnlicher Entstehung vielleicht auch in den Drusenräumen des Basaltes der Cyclopischen Inseln zusammen mit Molybdänglanz nach Seligmann (4).

In Steinsalzlagern eingewachsen in Steinsalz und Kainit in feinen hexagonalen Blättchen; hier nach Harbort (24) vermutlich entstanden aus Eisenchlorür, das im Zusammenhang mit der Kainitbildung in Sulfat verwandelt und bei Gegenwart reduzierender Substanzen über Pyrit zu Magnetkies reduziert wurde. Anscheinend ähnlich gebildet zuweilen in Faulschlammkalken nach Keilhack (25). In kohlehaltigen Sedimenten ist der M. nach Sidorenko (12) zuweilen bis zu gediegen Eisen reduziert, das in Schüppchen und feinen Drächtchen zwischen seinen Lamellen ausgeschieden ist.

Literatur.

- (1) Allen, Crenshaw und Johnston, Journ. Wash. Ac. Sc. **1**, 170, 1911; auch Zeitschr. f. anorg. Chem. **76**, 201, 1912.
- (2) Schneiderhöhn, Anleitg. z. mikr. Bestimmung und Untersuchung v. Erzen usw. 1922, S. 174.
- (3) Dickson, Zeitschr. f. prakt. Geologie **12**, 135, 1904.
- (4) Seligmann, Z. X. **11**, 343, 1886.
- (5) P. Weiss, bei E. Kaiser, Zentralbl. 1906, 261.
- (6) Streng, N. J. 1882, I, 185.
- (7) P. Weiss, nach N. J. 1899, II, — 9 —.
- (8) Rinne und Boeke, Zeitschr. f. anorg. Chem. **53**, 138, 1907.
- (9) P. Weiss, nach Beibl. Ann. Phys. **30**, 1203 und 1207, 1906.
- (10) Wologdine, nach Chem. Zentralbl. 1909, I, 1530.
- (11) Chevenard, C. R. **172**, 320, 1921.
- (12) Sidorenko, nach N. J. 1906, I, — 13 —.
- (13) O. Mügge, N. J. B. B. **16**, 382, 1903.
- (14) Schöndorf und Schröder, 2. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909, S. 132.
- (15) Böggild, nach Zentralbl. 1908, 343.
- (16) Eitel, Abhdlg. Senckenberg-Ges. **37**, 139, 1920.

- (17) Laura Hezner, N. J. B. B. **27**, 195, 1909.
 (18) Doelter, T. M. P. M. **7**, 535, 1886.
 (19) Weinschenk, Z. X. **17**, 499, 1890.
 (20) Lossen, Erläuter. zu Bl. Harzgerode, 1882.
 (21) Beck und Luzi, N. J. 1892, II, 33.
 (22) O. Mügge, Zentralbl. 1901, 368.
 (23) J. H. L. Vogt, Videnskabselsk. Skrift. I, 1918, Nr. 1.
 (24) Harbort, „Kali“ **9**, 116, 1915.
 (25) Keilhack, Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1882.

Eis I.

Chem. Zus. H_2O ohne merkliche Beimischungen.

Morph. Romboedr.-hemiedr. (Trigonalholoedr.). Nach Dobrowolski

- (1) mit Anzeichen von Hemimorphie nach der Hauptachse. Steinmetz
 (2) konnte an Kristallen aus Höhlen des Tennengebirges ermitteln

$$c = 1,631, 0001 : 10\bar{1}1 = 62^\circ 2'.$$

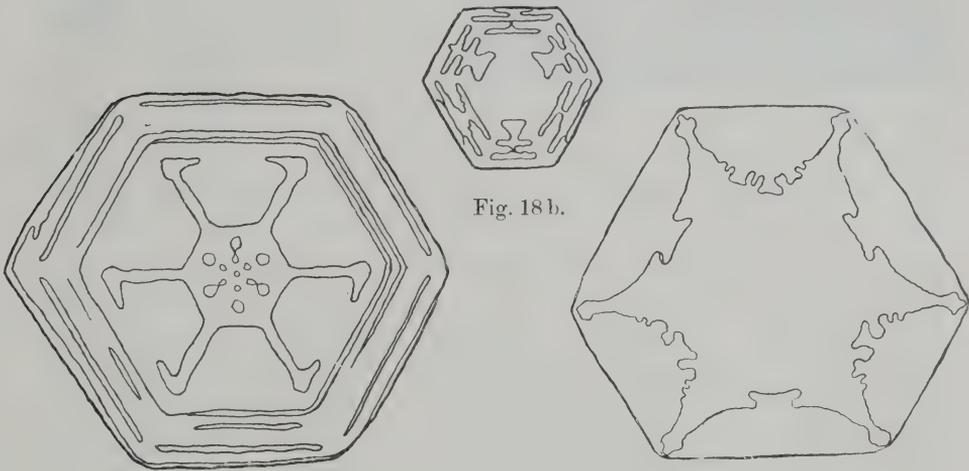


Fig. 18 a.

Fig. 18 b.

Fig. 18 c.

Schneekristalle nach G. Nordenskjöld.

Die gewöhnlichen Raufrostkristalle zeigen nur (0001) und (1010), vielfach treppenförmig abwechselnd, Pyramidenflächen höchst selten; die Kristalle erscheinen vielfach becherförmig, ohne daß dies für Hemimorphie beweisend wäre, da die Wachstumsbedingungen bei horizontal liegendem (0001) nach oben und unten verschieden sind. Die trigonale, nicht hexagonale Symmetrie ergibt sich aus der Verteilung von Lufteinschlüssen in den Schneesternern nach den Photographien von Nordenskjöld, Bentley u. a. (1) (Fig. 18 a-c). Mit trigonaler Symmetrie wie auch mit

den aus andern Verbindungen abgeleiteten Dimensionen von H und O ist auch die von W. H. Bragg (35) durch Röntgenstrahlen ermittelte Struktur von Eis I im Einklang, während die von Rinne (3), Groß (4) und Aminoff (5) auf Grund von Laue-Diagrammen u. a. gegebene Deutung damit unvereinbar ist.

Hexagonal nach der Symmetrie von Laue-Röntgenogrammen von Rinne (3) und von Groß (4); ebenso nach Röntgen-Aufnahmen von Aminoff (5); nach letzterem wird $c = 1,60$.

Schmelzfiguren entstehen (wohl stets um kleine Einschlüsse) durch Konzentration intensiver Lichtstrahlung auf Platten nach (0001); sie haben hexagonale Symmetrie¹⁾.

Zwillinge nicht mit Sicherheit bekannt.

Koh. Spaltung undeutlich, vielleicht nach (0001), nach Futterer (6) auch rhomboedrisch. Als Schlagfigur auf Teicheis sechsstrahlige Sterne, deren gleiche Orientierung nach Futterer auf Individuen bis zu zwei Zoll Durchmesser weist. Bruch muschlig, indessen wird auf frischen Bruchflächen ungefähr senkrecht (0001) vielfach feine Translationsstreifung sichtbar. — Spröde für Beanspruchung senkrecht (0001), außerordentlich plastisch für Beanspruchung parallel zur Basis und zwar durch Translationsfähigkeit längs $T = (0001)$ mit merklich gleicher Vollkommenheit nach allen Richtungen in (0001). Nachdem Bordin in Genf bereits 1773 und nach ihm viele andere Plastizität des Eises angenommen hatten, schloß Mc Connell (7) auf Verschiebbarkeit der Teilchen längs der Basis aus der Tatsache, daß kleine Balken von quadratischem Querschnitt von Teicheis mit horizontal auf zwei Schneiden liegender Basis sich durchbogen. O. Mügge (8) bestätigte diese Beobachtung und zeigte, daß die Durchbiegung auch bei Belastung bis zum Bruch nicht stattfindet, wenn (0001) dabei vertikal liegt; ferner, daß aus Balken, deren Längsrichtung parallel zur optischen Achse ist und die so auf die Schneiden gelegt werden, daß (0001) ihnen parallel und vertikal liegt, bei Belastung mit ca. 1,5 kg pro Quadratcentimeter Querschnitt Lamellen $\parallel (0001)$ herausgeschoben werden, ohne daß die herausgeschobenen Teile ihre optische Orientierung ändern. Die herausgeschobenen Teile bedecken sich dabei mit Translationsstreifen nach (0001), ebenso die Kopfflächen des Balkens beim Mc Connellschen Versuch. Fig. 19, 20.

Auch aus den Versuchen von Tammann (9), angestellt an regellos orientierten Kristallaggregaten, ergibt sich, daß die innere Reibung des Eises verhältnismäßig gering ist und mit der Annäherung an die Schmelzkurve schnell abnimmt. Allerdings ist der für den Beginn des Fließens

¹⁾ Abbildungen bei Schoentjes, Fleurs de Glace, Gent 1905.

ermittelte Minimaldruck erheblich größer als der von O. Mügge ermittelte, bei dem aber nur Translation, nicht auch, wie beim Tammannschen Versuch, auch Biegung und Zerreißung stattfand.

$H = 1-2$; Unterschiede der Ritzbarkeit auf Flächen (hki0) für Richtung parallel und senkrecht zur Hauptachse bisher nicht festgestellt. $d = 0,9168$ (bei 0° , bezogen auf Wasser von 4°).

Opt. Farblos, in größeren Massen hellblau bis grünlichblau. Messungen der Brechungs-exponenten und der Doppelbrechung (auch für niedrigere Temperaturen) gab Ehringhaus (10). Mit den daraus folgenden Werten für die Doppelbrechung Δ sind die nach der Interferenzmethode ermittelten Werte Δ' in Tabelle I verglichen. ($t = -4^\circ$).

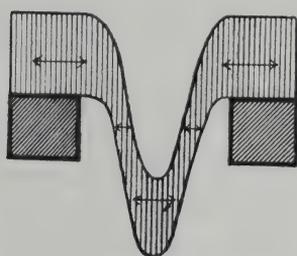


Fig. 19.

Translation am Eis längs (0001).



Fig. 20.

Translation am Eis längs zwei zueinander senkrechten Richtungen in (0001).

Tabelle I.

λ in $\mu\mu$	ω	ε	Δ	Δ'
690,7	1,30684	1,30823	0,00139	0,00138
578,8	1,30937	1,31078	0,00141	0,00140
546,1	1,31047	1,31189	0,00142	0,00141
491,6	1,31279	1,31424	0,00145	0,00143
435,9	1,31604	1,31750	0,00146	0,00145
404,7	1,31844	1,31994	0,00150	0,00148

Danach ist die Doppelbrechung positiv, sehr schwach, ihre Dispersion aber trotzdem nur sehr gering, $N = +34,2$, also fast wie bei Quarz.

Phys.-Chem. Schmelzpunkt 0° bei 760 mm Druck, sinkend auf -22° bei einem Druck von 2115 kg/cm^2 nach Tamman (11). Bei noch größerem Druck erfolgt nicht mehr Schmelzung, sondern Umwandlung in neue Eisarten (II, III, V, VI) unter sehr starker Volumenabnahme. Die Sprengwirkung des in Gesteinsspltchen gefrierenden Wassers ist daher begrenzt. Die bei Eis von der Temperatur nur wenig unter-

halb des Nullpunktes schon bei geringem Druck eintretende Schmelzung bedingt zum Teil die große Glätte des Eises nach Reynolds (12).

Künstl. In geschlossenen Gefäßen liegt die Wachstumsrichtung des Eises anscheinend senkrecht zu den Isothermenflächen; in sich abkühlenden Zylindern entstehen daher Eisstrahlen senkrecht zu ihren Mantelflächen; ihre kristallographische Orientierung und damit die der Wachstumsrichtung scheint bisher nicht ermittelt zu sein.

Meßbare künstliche Kristalle sind bisher nicht dargestellt. Nacken (33) erhielt bei seinen Versuchen aus reinem Schmelzfluß, der nur sehr wenig unter Schmelztemperatur abgekühlt war, nur ellipsoidische (nahezu kuglige) Körper¹⁾, wahrscheinlich weil die Kristallisationswärme so groß ist, daß sie nicht schnell genug abgeführt werden konnte. Nach seinen Erfahrungen an andern Substanzen schließt er, daß Kristalle mit ebenen Flächen nur bei Wachstum unter äußerst starkem Temperaturgefälle entstehen würden²⁾.

Vork. a) Meteorisch. Schnee besteht meist aus einzelnen oder wenigen locker verbundenen, meist nach (0001) tafligen Kristallen und Skeletten solcher von meist hexagonaler, seltener deutlich trigonaler Symmetrie und von mikroskopischen Dimensionen bis zu 10 cm Durchmesser. Seltener sind es feine Stengelchen gestreckt parallel zur Hauptachse. — Hagel- und Graupelkörner bestehen aus meist wirr oder radialstrahlig geordneten Individuen, vielfach mit angeschmolzener glatter Oberfläche. Seltener sind optisch einheitliche glasklare Kugeln wie sie Rinne (13), Meinhardus (14) und auch Verf. beobachtete.

Nach den Versuchen von P. Czermak (15) entstehen aus unterkühltem Wasser von der Form Plateauscher Tropfen stets trübe Graupeln, aus nicht unterkühltem auch klare Körner. Form und Struktur der Hagelkörner scheinen aber sehr mannigfaltig, wohl im Zusammenhange mit den sehr wechselnden Wachstumsbedingungen beim Herabstürzen aus Wolkenhöhe (16). Gelegentlich mit Einschlüssen von terrestrischem Staub. Aus dem meteorischen Eis entsteht durch Umkristallisation das Gletscher- und Inlandeis, s. S. 152.

b) Terrestrisch. Ruhig gefrierendes Wasser in Teichen usw. liefert nach O. Mügge (8), falls nicht hineinfallende Schneeflocken impfend wirken, eine optisch im ganzen einheitliche Eisdecke, in der die optische Achse überall senkrecht zur Oberfläche steht, sodaß diese der Fläche (0001) entspricht. Sie besteht aber keineswegs aus einem Kri-

¹⁾ Also ähnlich den unten erwähnten Hagelkugeln.

²⁾ Wenn nämlich die Verschiebungsgeschwindigkeit der Nullpunktsisotherme des Wassers um den wachsenden Keim größer ist als die kleinste Kristallisations-Geschwindigkeit des Eiskristalls. (O. M.)

stall, sondern aus zahlreichen, nach (0001) tafiligen oder nach einer in (0001) liegenden Kante verlängerten stengligen Kriställchen [für beide ist die horizontale Lage von (0001) die Gleichgewichtslage beim Schwimmen]. Wenn die Individuen durch seitliches Wachstum die Oberfläche des Wassers abgeschlossen haben, stoßen sie in unregelmäßigen Grenzen aneinander und wachsen nun senkrecht zur Oberfläche zu mehr oder minder langen Stengeln von unregelmäßigem Querschnitt aus. Diese Orientierung der Eis-Individuen ergibt sich auch aus den Beobachtungen von Klocke (17), wonach in den Schmelzfiguren von Teicheisplatten („Eisblüten“) nur die Hauptachsen, nicht aber die Nebenachsen, parallel gerichtet sind. Die Grenzen dieser Individuen treten nach O. Mügge (8) hervor, wenn dickere Eisplatten durch Sonnenstrahlung zum Auftauen kommen, wobei sie längs diesen Grenzen in stenglige Individuen zerfallen¹⁾. Einschlüsse von im Wasser beim Gefrieren ausgeschiedenen Gasen erscheinen meist angehäuft in horizontalen Ebenen \parallel der Oberfläche oder auch auf den (im ganzen vertikalen) Grenzflächen der Individuen²⁾. Fallen in ruhig stehendes Wasser während des Gefrierens Schneeflocken, so entsteht eine Eisdecke, bestehend aus regellos orientierten Individuen, ohne daß dieses Eis aber merklich trüb zu werden braucht. Bei hinreichend dicker Eisdecke sind diese Individuen ebenfalls stänglich \perp zur Oberfläche, aber nicht kristallographisch zu ihr orientiert. — Auch in strömendem oder sonst bewegtem Wasser (am Boden der Flüsse, Oberfläche des Meeres) gebildetes Eis scheint unregelmäßig gebaut, indessen fehlen noch nähere Untersuchungen von kristallographischer Seite.

Rauhreif entsteht aus Kristallkeimen an (durch starke Ausstrahlung besonders abgekühlten) Spitzen der Gräser, Blätter, Moose usw. Diese wachsen bei windstillem Wetter zu mehr oder minder tafiligen oder prismatischen Kristallen von oft beträchtlicher Größe aus. Lebhafte Luftströmungen verursachen Verzerrungen und zwar sämtlicher Kristalle nach derselben Richtung, indem sie dem Wind entgegenwachsen, sie sind vielfach hohl. [Eigene Beobachtung, ferner K. Großmann und Lomas (18), Waters (19), Vogel (20)]. Solche Rauhrostbildungen spielen nach Philipp (21) als Nebelkondensation auf Spitzbergen eine große Rolle, ebenso kommen sie vermutlich bei der Umbildung des Schnees zu Firneis in Betracht, auch die von Steinmetz (2) gemessenen,

¹⁾ Schöne Abbildungen solchen in „Prismen“ von ca. $\frac{1}{2}$ m Länge zerfallenen Teicheises bei Philipp (21), auch G. Rose (36) beobachtete schon solche Prismen am auftauendem Eis des Kurischen Haffes bei Memel.

²⁾ Solche Einschlüsse von Luft, Verunreinigungen usw., die sich an den Grenzen der wachsenden Individuen anhäufen, bewirken offenbar das Flüssigwerden zunächst an diesen Flächen und den Zerfall danach beim Liegen an der Sonne.

eingangs erwähnten Kristalle sind ähnlicher Entstehung. — Auf morschem Holz aufgewachsenes und aus ihm und aus Bodenschutt herauswachsendes Eis erscheint vielfach haarförmig; die Härchen mehr oder weniger parallel und gekrümmt wie Haarlocken. Die einzelnen Härchen sind optisch einheitlich, parallel der Längsrichtung liegt c , die Auslöschung geht der Krümmung parallel, die Krümmung ist also nicht nur eine scheinbare. Der Vorgang ist wohl so zu deuten, daß die mit Wasser gefüllten Poren des Holzes usw. durch Gefrieren zunächst außen verstopft wurden und der so entstandene Eispfropfen beim tieferen Eindringen des Frostes herausgeschoben wurde und gleichzeitig dem Wasserfaden entgegenwuchs und zwar mit einer Geschwindigkeit, die größer war als die Auspressungsgeschwindigkeit, sodaß neue Eiskeime nicht entstanden. Zum Unterschied von den ähnlich entstehenden kristallographisch ebenfalls einheitlichen Ausblühungen von (sprödem) Eisenvitriol fand bei dem plastischen Eis aber eine wirkliche Krümmung statt, vgl. O. Mügge (22).

Ähnliche Bildungen beschrieb Hamberg (23) von Torf, humosem und tonigem Boden. — Das bei plötzlicher Abkühlung flüssiger Niederschläge auf gefrorenem Boden entstehende Glatteis ist nach Lacroix (24) mit seiner optischen Achse stets senkrecht zu der Oberfläche orientiert, auf der es sich bildet. Die entstehenden Kristalle sind also wohl auch hier taflig nach (0001) oder gestreckt nach einer Richtung in (0001).

Eiszapfen (Stalaktiten) bestehen meist aus einem regellosen grobkörnigen Aggregat; nach Kobell (25) sollen aber auch solche vorkommen, bei denen die optischen Achsen senkrecht zur Längsrichtung des Zapfens gerichtet sind, und ähnliches berichtet Futterer (6), der schöne Abbildungen ihres Baues an angetauten Zapfen gab.

Das Gletschereis besteht nach Hagenbach-Bischof (26) aus Körnern verschiedener Größe, gewöhnlich bis etwa 30 mm (indessen beobachtete Hagenbach bis zu 14 cm); jedes Korn ist kristallographisch (anscheinend nicht nur optisch) einheitlich, ihre Lagerung ist im allgemeinen regellos. Ihre Grenzen werden beim Antauen durch Sonnenbestrahlung an der Oberfläche des Gletschers als feine, von Wasser erfüllte Kapillarspalten sichtbar. Über die Mechanik der Gletscherbewegung, die man gewöhnlich als Fließen bezeichnet, aber eher einem Gleiten vergleichbar ist, sei nur bemerkt, daß dafür die Druckschmelzung und Translationsfähigkeit des Eises von größter Bedeutung sind. O. Mügge (8) legte dar, wie infolge des regellosen Aufbaues des Gletschereises aus translationsfähigen Körnern und der daraus folgenden ungleichen Nachgiebigkeit derselben und der wechselnden Belastungsgröße, Druckschmelzung bald dieses bald jenes Kornes stattfinden muß, wobei die kleinen Körner

nach und nach aufgezehrt werden, während, da das Schmelzwasser bald wieder gefriert, die größeren auf ihre Kosten wachsen. Das Wachsen des Gletscherkornes vom Schnee und Firn bis zur Gletscherstirn hängt also eng zusammen mit der Kornstruktur, der Translationsfähigkeit und Druckschmelzung¹⁾. Lacroix (24) beobachtete, daß der Schnee in sehr großen Höhen (Montblanc-Spitze) nicht firnartig wird, sondern locker wie Schneeflocken bleibt. Bei dem arktischen Inlandeis, wo, mindestens nahe der Oberfläche, mit einer Temperatur erheblich unter 0° gerechnet werden muß, wird allerdings, da hier der Druck zur Schmelzung nicht ausreichen wird, ein Fließen nur infolge Translation eintreten können; sie kann bei Körnern mittlerer Größe (1 cm) schon in etwa 17 m Tiefe beginnen. — Auf den Gletschereiskörnern kennt man seit lange eine feine, als Forelsche bezeichnete Streifung, die nach Hagenbach-Bischof (26) parallel der Basis verläuft und nach O. Mügge (27) wahrscheinlich Translationsstreifung ist. Diese Vermutung ist bestätigt durch neuere Beobachtungen von Deeley (28), nach dessen Abbildungen die Streifen zuweilen auch etwas verbogen und gegeneinander verworfen sind: sie scheinen namentlich durch die in den Gletscherhöhlen eintretende Verdunstung wie auch bei langsamem Auftauen sichtbar zu werden. Bei Gletschern von hinreichend langem Lauf ist eine regelmäßige Stellung der Gletscherkörner zur Wandung des Bettes, nämlich ihre Translationsfläche parallel derselben, zu erwarten, ein Vorwalten dieser Stellung ist in der Tat von Hagenbach-Bischof (26) beobachtet. — Auch für die Entstehung der „Schieferung“ des Gletschereises und seine Blaublätterstruktur ist nach Philipp (21) die Translationsfähigkeit von erheblicher Bedeutung. Nach Hamberg (29) entsteht die Parallelstruktur dadurch, daß (unabhängig von der Schichtung im früheren Schnee) sich Quetschzonen bilden, längs denen zwei flächenförmige Eiskörper übereinander hingeleiten.

Das Bodeneis der arktischen Tundren, das nach Leiviskä (30) zum Teil als fossil anzusprechen ist, besteht nach Tolmatschow (31) und Bunge (32) aus lockeren einzelnen Körnern ähnlich Firneis, ist aber keineswegs fossiles Gletschereis, sondern durch Gefrieren des Wassers in Spalten und sonstigen Hohlräumen des Bodens entstanden.

Literatur.

- (1) Literatur bei O. Mügge, Centralbl. 1918, 137.
- (2) Steinmetz, nach N. J. 1923 I, 190.
- (3) Rinne, Ber. Sächs. Ges. Wiss. 69, 57, 1917.

¹⁾ Für das vielfach noch angenommene Wachstum des Gletscherkornes durch „Vereinigung“ von Eisindividuen, deren Flächen (0001) parallel liegen, fehlen Beweise.

- (4) Groß, Centralbl. 1919, 201.
 (5) Aminoff, Geol. För. Förh. 1921.
 (6) Futterer, Verhdlg. naturw. Ver. Karlsruhe **14**, 83, 1901.
 (7) Mc Connel, Proc. Roy. Soc. **48**, 259, 1890 und **49**, 323, 1891.
 (8) O. Mügge, N. J. 1895 II, 211 und 1899 II, 123 und 1900 II, 80.
 (9) Tammann, Ann. Phys. (4) **47**, 198, 1902.
 (10) Ehringhaus, N. J. B. B. **41**, 362, 1916.
 (11) Tammann, Zeitschr. f. phys. Chem. **72**, 609, 1910.
 (12) Reynolds, Mem. a. Proc. Manchester Litt. a. Phil. Soc. **43**, P. III, 1898/99.
 (13) Rinne, N. J. 1897 I, 259.
 (14) Meinhardus, „Das Wetter“, Nr. 172.
 (15) P. Czermak, S. W. A. **109** IIa, 185, 1900.
 (16) Christomanos, Naturw. Rundschau, 1897, 405.
 (17) Klocke, N. J. 1879, 282.
 (18) K. Großmann und Lomas, Z. X. **41**, 399, 1906.
 (19) Waters, bei Futterer (6) S. 13.
 (20) Vogel, Zeitschr. f. anorg. Chem. **116**, 35, 1921.
 (21) Philipp, in Ergebnisse der Filchner'schen Vorexpedition nach Spitzbergen 1910, Gotha 1914, S. 40, Taf. XII, Fig. 2.
 (22) O. Mügge, N. J. 1913 II, 1.
 (23) Hamberg, Geol. För. Förh. Mai 1915, 583.
 (24) Lacroix, Minéralogie d. l. France, III, 5, 1901/09.
 (25) Kobell, Bull. Soc. Min. Fr. **2**, 140, 1879.
 (26) Hagenbach-Bischof, nach Z. X. **11**, 111, 1886.
 (27) O. Mügge, N. J. 1895 II, 225 und 1899 II, 128.
 (28) Deeley, Geol. Mag. **5**, 525, 1908 und **7**, 112 und 433, 1910.
 (29) Hamberg, Compt. rend. Congr. internat. Géogr. 1908 II.
 (30) Leiniska, Zeitschr. f. Gletscherkunde, **8**, 209, 1914, nach N. J. 1915 I, — 295 —.
 (31) Tolmatschow, Centralbl. 1902, 409.
 (32) Bunge, Centralbl. 1902, 411.
 (33) Nacken, N. J. 1915 II, 158.
 (34) Philipp, N. J. B. B. **43**, 439, 1919.
 (35) W. H. Bragg, nach Phys. Ber. **4**, 24, 1923.
 (36) G. Rose, Reise nach dem Ural usw. I, 12, 1837.

Brucit.

Chem. Zus. $\text{Mg}(\text{OH})_2$, zuweilen mit beträchtlichem Ersatz von Mg durch Fe und Mn.

Morph. Rhomboedrisch-hemiedrisch, auch nach den von Westphal (1) untersuchten Ätzfiguren. — $c = 1,5208$, Hessenberg. (0001), (10 $\bar{1}$ 1). Dünne Tafeln nach (0001), mit (10 $\bar{1}$ 1) oder unregelmäßigen Umrissen. Häufiger blättrige oder schuppige, öfter auch parallel fasrige Aggregate (Nemalith), namentlich auf Spalten, wobei die Faserrichtung || (0001) und senkrecht zur Kluftwand ist.

Koh. Vollkommene Spaltbarkeit nach (0001), Blättchen gemein biegsam infolge Translation || (0001); Schlagfigur nach O. Mügge (2)

ein sechsstrahliger Stern, nach dessen Richtungen sich die Blättchen gut knicken lassen, sie verlaufen nach Westphal (1) nach den Kanten zu (10 $\bar{1}$ 0). Dünne Fasern unelastisch drillbar. — $H = 2,5$. — $d = 2,38-2,4$.

Opt. Perlmutterglanz auf (0001), sonst Glasglanz ins Wachs-artige; farblos, weiß, grünlich; im durchfallenden Licht farblos bis grünlich. — Kräftige positive Doppelbrechung. Westphal (1) fand:

λ	ω	ϵ	Δ
706,5	1,5617	1,5815	0,0198
587,5	1,5662	1,5853	0,0191
501,6	1,5730	1,5902	0,0172
447,1	1,5794	1,5949	0,0155

Die Doppelbrechung nimmt mit λ so stark zu, daß sehr ungewöhnliche (unternormale) Interferenzfarben entstehen; nach Ehringhaus (3) wird $N = -7,1$. — Anomale Zweiachsigkeit nicht selten, Ebene der optischen Achsen wechselnd.

Phys.-Chem. Gibt im Röhrchen leicht Wasser ab; der vorsichtig entwässerte Br. hat indessen nach Westphal noch deutliche, aber jetzt negative Doppelbrechung mit $\omega = 1,644$, $\epsilon = 1,634$ für Na, also wohl noch Kristallstruktur, womit übereinstimmt, daß durch längeres Wiederwässern Rückbildung zu optisch positivem Brucit eintritt. — In Säuren leicht löslich. Der geglühte wird im Schliiff mit AgNO_3 befeuchtet erst braun, dann schwarz durch Ag_2O nach Leneček (4).

Künstl. Darstellung. A. de Schultén (12) stellte Br. dar durch Erhitzen von in konzentriertem KOH gefälltem $\text{Mg}(\text{OH})_2$ auf 200° ; ähnlich G. Friedel (13). Die Bildung von Br. ist auch beobachtet in Dampfkesseln, die mit MgCl_2 -haltigem Wasser gespeist waren, hier wohl entstanden durch Wechselersetzung von MgCl_2 und H_2O . (Weisbach, 14). Böhm und Niclassen (15) fanden, daß gefälltes $\text{Mg}(\text{OH})_2$ dasselbe Debye-Röntgenogramm wie Brucit gab.

Vork. Der Br. ist ein meist seltener und nur in geringen Mengen in Carbonat-haltigen Phylliten, Cipollinen und kristallinen Schiefen, in Aktinolith- und Hornblendeschiefern, sowie in Serpentin und verwandten Gesteinen vorkommendes Mineral, das besonders gern auf Klüften und Spalten der genannten Felsarten sich bildet. In besonders großer Menge ist es nach F. W. Clarke (5) in einem serpentinartigen Gestein von Stevens City, Wash. vorhanden. In den körnigen Kalken des Monzoni erscheint der Br. nach Hauenschild (6) zum Teil in Pseudomorphosen nach Periklas, zum Teil auch als Füllung von Spalten, was Peruzzi (7) bestätigte, öfter bildet er um Periklas konzentrische Lagen. Die

Fasern (zum Teil wohl Querschnitte blättriger Massen) stehen meist senkrecht zur Oberfläche des Periklas und sind meist etwas verbogen. — Ähnlich ist es in den von A. Cossa untersuchten Somma-Kalkblöcken u. a. — In den Cipollinen von Arignac (Ariège) ist er nach Lacroix (8) auf Kosten von Humit und Spinell gebildet. — Eine Übersicht der russischen Vorkommen von Br. gab Jeremejeff (9), der von Nema-lithen Fersmann (10), dieser beschreibt auch Umwandlungen in ein Magnesiumhydrocarbonat, wahrscheinlich Hydromagnesit. — Über Vorkommen und Umwandlungen amerikanischer Brucite berichtete Rogers (11).

Literatur.

- (1) Westphal, Dissert. Leipzig 1913.
- (2) O. Mügge, N. J. 1884 I, 57.
- (3) Ehringhaus, N. J. B. B. **41**, 412, 1917.
- (4) Leneček, T. M. P. M. **12**, 453, 1892.
- (5) F. W. Clarke, Am. Journ. **165**, 397, 1903.
- (6) Hauenschield, S. W. A. **49**, 795, 1869.
- (7) Peruzzi, nach N. J. 1906 II, — 329 —.
- (8) Lacroix, Minéralogie de la France, III, 402, 1901/09.
- (9) Jeremejeff nach N. J. 1901 II, — 177 —.
- (10) Fersmann, nach N. J. 1912 I, — 392 —.
- (11) Rogers, Am. Journ. (4), **46**, 581, 1918.
- (12) de Schultén, C. R. 6. Juli 1885.
- (13) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 74, 1891.
- (14) Weisbach, N. J. 1883 II, 119.
- (15) Böhmer und Niessens, Zeitschr. f. anorg. Chem. **132**, 6, 1923.

Eisenglanz.

Chem. Zus. Fe_2O_3 , oft Titan-haltig. Nach Sosman und Hostetter (1) enthalten selbst die scheinbar so homogenen Kristalle von Elba wechselnde, anscheinend nach Art isomorpher Schichten verteilte Mengen von Fe_3O_4 (erschlossen aus der wechselnden magnetischen Suszeptibilität verschiedener Teile desselben Kristalls).

Morph. Rhomboedrisch-hemiedrisch; $c = 1,3658$ v. Kokscharow.

(0001), $(10\bar{1}1)$, $(01\bar{1}2)$, $(02\bar{2}1)$, $(10\bar{1}4)$, $(22\bar{4}3)$, $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$. — Habitus meistens dünn tafelförmig mit randlicher Begrenzung durch $(10\bar{1}1)$ oder $(10\bar{1}\bar{1})$ und $(02\bar{2}1)$, selten rhomboedrisch durch $(10\bar{1}1)$ oder pyramidal durch $(22\bar{4}3)$. Sehr häufig zeigen die Täfelchen durch sehr ungleiche Ausdehnung oder durch vollständigen Ausfall einzelner Begrenzungsflächen verzerrte Umriss. Auch gelappte, zackige, rundliche Umgrenzung der Täfelchen ist verbreitet. Die Blättchen aggregieren sich, wo sie als Einschlüsse in anderen Mineralien, zumal Glimmer, auf-

treten, oft zu zierlichsten vielgestaltigen Wachstumsformen und sind dann in ihrer Anordnung von den Kristallisationsgesetzen ihrer Wirte abhängig. — Feinst schuppig-schaumige Aggregate. — Derbe Massen; erdig lockere Körneraggregate. — Zwillingsbildung nach $(10\bar{1}1)$, wie sie Max Bauer (2) beschrieb und O. Mügge (3) als bewirkt durch einfache Schiebungen erkannte, gibt sich oft durch Absonderung nach $(10\bar{1}1)$ und feine Streifung auf (0001) und $(10\bar{1}1)$, bei durchsichtigen Blättchen nach (0001) auch optisch zu erkennen. Auch Zwillinge nach (0001) häufig.

$$\begin{array}{ll} 0001 : 10\bar{1}1 = 57^{\circ} 37' & 10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 94^{\circ} 0' \\ 0001 : 02\bar{2}1 = 72^{\circ} 24' & 01\bar{1}2 : \bar{1}102 = 64^{\circ} 51' \\ 0001 : 22\bar{4}3 = 61^{\circ} 13' & 22\bar{4}3 : \bar{2}4\bar{2}3 = 51^{\circ} 59' \end{array}$$

Koh. Keine deutliche Spaltbarkeit. Einfache Schiebungen erstens nach $K_1 = (10\bar{1}1)$ mit $K_2 = (\bar{1}012)$, die K. Veit (4) auch künstlich durch einen Druck von rund 10 000 Atm. bewirken konnte; zweitens nach $K_1 = (0001)$ mit $K_2 = (02\bar{2}1)$, ebenfalls von Veit durch Druck bewirkt. An den in der Natur durch Druck verzwilligten Kristallen erscheinen (meist stark zwillingsgestreifte) Absonderungsflächen nach $(10\bar{1}1)$ und (0001) . Translationsvermögen nach (0001) wahrscheinlich, da nach (0001) blättrige Massen (z. B. von Viel Salm, Ardennen) öfter bruchlos verbogen sind und Fältelung um die Zwischenachse zeigen, was auf $t = [10\bar{1}1 : 0001]$ weist. Bruch uneben bis flachmuschlig, bei lockeren Aggregaten erdig. — $H = 5,5-6,5$. — $d = 4,9-5,3$; nach Wülfing (5) an Elbaner Kristallen $d = 5,285 \pm 0,002$ bei 4° ; nach Strukturmessungen von Davey (26) ist $d = 5,243$.

Opt. Eisenglanz in der Form kompakter Kristalle hat Metallglanz und dunkelstahlgraue bis eisenschwarze Farbe, als Eisenglimmer und Eisenrahm hat er halb metallischen bis Diamantglanz, rote Farbe und ist durchscheinend bis durchsichtig, als Roteisenstein hat er auf Strukturflächen fast Glasglanz, auf Bruchflächen ist er matt bis erdig bei roten Farben. Strich kirschrot bis bräunlichrot. — Die Durchsichtigkeit des Eisenglanzes beginnt nach E. A. Wülfing (5) etwa bei 0,1 mm Dicke. Die Farbe im durchfallenden Lichte wechselt dann mit der Dicke vom tiefen Rot durch Gelblichrot bis ins Gelblichgrau.

Wird beim Erwärmen auch in sehr dünnen Blättchen undurchsichtig, beim Abkühlen wieder durchsichtig. Der von Rinne (6) an den Einschlüssen im Oligoklas von Tvedestrand und im Carnallit von Staßfurt beobachtete Pleochroismus, ω bräunlichrot, ε gelblichrot, ist nach O. Andersen (7) nur scheinbar, die Farbenunterschiede sollen nur von der Polarisation des Lichtes bei der Reflexion und Brechung in den

Lamellen herrühren, indessen ist kein Zweifel, daß zwischen ω und ε erhebliche Absorptionsunterschiede bestehen.

Doppelbrechung negativ, wie zuerst Michel (8) an künstlichen Blättchen feststellte. Wülfing (5) fand an Prismen des Elbaner Eisenglanzes mit einem brechenden Winkel von 6—10° folgende Brechungs-exponenten (wobei der Wert für Na aber extrapoliert ist!)

	A	B	C	(Na)
$\omega =$	2,904	2,988	3,042	3,22
$\varepsilon =$	2,690	2,759	2,797	2,94
$A =$	-0,214	0,229	0,245	0,28

C. Försterling (9) berechnete dagegen aus Reflektionsbeobachtungen die folgenden (wohl weniger genauen) Werte:

	Rot	Gelb	Grün	Blau
ω	3,05	3,11	3,17	2,97
ε	2,87	2,88	2,92	2,84
A	-0,18	0,23	0,25	0,13

Die Dispersion ist danach sehr stark, für ω größer als für ε , und für Blau nach Försterling anomal; auch die Dispersion der Doppelbrechung ist sehr groß, sie würde nach F. von Rot bis Grün zunehmen, für Blau wieder abnehmen. Anomale Interferenzfarben sind indessen wegen der Beschränkung der Durchsichtigkeit noch merklich doppelbrechender Blättchen auf Rot nicht wahrzunehmen. Absorption nach Försterling $\omega > \varepsilon$, ebenso stellte Wülfing am Spektrum von O und E fest, daß für E die Durchsichtigkeit in Gelbrot weiter geht als für O.

Schwacher Ferromagnetismus für die Richtungen in (0001) nach T. T. Smith (10).

Phys.-Chem. An der Luft erhitzt findet schon bei 1100°, stärker bei 1200° eine geringe Dissoziation statt, wobei der entstehende Magnetit vom Eisenglanz in fester Lösung aufgenommen wird, sodaß der anfangs höhere Dissoziationsdruck alsbald wieder sinkt. — Die Mischbarkeit erstreckt sich mindestens bis zur Aufnahme von 31,8 FeO, d. h. bis zur Bildung nahezu reinen Fe_3O_4 , wie Sosman und Hostetter (1) gezeigt haben¹⁾. Nach Ruff und Goecke (12) tritt beim Erhitzen an der Luft Schmelzung bei 1548° (unter Zersetzung) ein. — In Säuren nur langsam löslich; wird indessen in einem Gemenge von Salzsäure und Jodkalium in der Wärme sehr schnell gelöst.

¹⁾ Auf isomorphe Mischbarkeit war bereits von O. Mügge (11) aus dem ganz allmählichen Wechsel der Färbung längere Zeit an der Luft auf 300° erhitzter durchsichtiger Blättchen von Magnetit geschlossen, vergl. Magnetit.

Künstl. Darstellung. Die wichtigste künstliche Darstellung des Hämatits ist diejenige von Gay Lussac (19). Derselbe erhielt tafelförmige Kristalle durch die Wechselwirkung von Wasserdämpfen und Eisenchlorid bei Rotglut; dieser Vorgang erklärt die Bildung des vulkanischen Eisenglanzes. Nach einem Versuch von Zambonini (25) soll Eisenglanz auch schon bei 70—80° durch solche Umsetzung entstehen. Große Kristalle sind gelegentlich erhalten, wenn sich der Deakon-Prozeß: $4\text{HCl} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{Cl}_2$ in eisernen Röhren abspielte [Munroe (20)], ebenso bei der Glasur (eisenhaltiger) Tonwaren durch Aufwerfen von NaCl nach Knett (21). W. Bruhns (22) erhielt Kristalle von Eisenglimmer, als er frisch gefälltes Eisenhydroxyd im geschlossenen Rohr zehn Stunden bei 250° mit Wasser erhitze, dem eine Spur NH_4F zugesetzt war. — Blättchen von Eisenglimmer entstehen auch leicht beim Auflösen von Eisenoxyd in geschmolzenem Borax, Steinsalz oder Chlorcalcium. — Man hat bisher keine Darstellung, die die Entstehung des Eisenglanzes in den kristallinen Schiefen und Phylliten erklärte. Dagegen beobachteten Fouqué und Michel-Lévy (23) die Ausscheidung von Eisenglanz aus dem Glas der Silicat-Schmelzflüsse in oxydierender Atmosphäre; (ebenso Magnetit, wenn die Atmosphäre weniger oxydierend war).

Vork. Der Eisenglanz ist ein sehr verbreiteter selbständiger Gemengteil in den sauren Eruptivgesteinen, wie Granit und Syenit, Trachyt, Liparit und Andesit, auch in manchen Phonolithen, und vertritt in gewissem Sinne den Magnetit; er gehört hier zu den ältesten Bildungen. Als Eisenglimmer tritt er in denselben eruptiven Gesteinen, aber vorzugsweise als Einschluß in anderen Gemengteilen auf, die dann durch ihn rot gefärbt erscheinen; so in dem Quarz, Feldspat und Glimmer der Granite, in den Hauynen der Phonolithe und Nephelin-, bzw. Leucitgesteine. — In der Formation der kristallinen Schiefer erscheint der Eisenglimmer gleichfalls in weiter Verbreitung selbständig und als Einschluß in den übrigen Gemengteilen; besonders in den hellen Glimmerschiefern begegnet man ihm oft neben dem undurchsichtigen Eisenglanz, ebenso im Itabirit. Die rote Farbe der phyllitischen Schiefer ist fast regelmäßig durch reichlichen und sehr fein verteilten Eisenglimmer bedingt, so z. B. im rotvioletten Schiefer von Fumay an der Maas. In diesen Schiefergesteinen ist nicht selten eine gesetzmäßige Verwachsung des Eisenglimmers mit Rutil (S. 97) wahrnehmbar. — Auch sonst ist der Eisenglimmer das verbreitetste rote Pigment in der Mineralwelt; es möge erinnert werden an den Sonnenstein, Carnallit, Topas, Heulandit vom Fassatal, Cancrinit. Überaus verbreitet ist er in den Glimmern der pegmatitischen Ausscheidungen in Graniten und Gneißen, wo er oft zusammen mit Turmalin und Rutil durch seine gesetzmäßige Anordnung nach den sich unter 60° schneiden-

den Richtungen den Asterismus der Glimmer bedingt. Auf solche Vorkommnisse von Pennsbury und New Providence in Pennsylvania und von South-Burgess und Grenville in Canada beziehen sich die Untersuchungen von G. Rose (13). Schon Brewster (14) studierte analoge Vorkommnisse von Irkutsk in Sibirien, nennt aber den Eisenglimmer, der vielleicht titanhaltig war, Titanium. In manchen dieser Minerale scheint der Eisenglimmer die Folge einer Entmischung bei höherer Temperatur entstandener isomorpher Mischkristalle zu sein (indem in ihnen die Löslichkeit für Fe_2O_3 mit der Temperatur abnahm); das gilt auch wohl vom Eisenglanz der Aventurin-Feldspate (Sonnenstein von Tvedestrand u. a. O.) und Perthite (wo Eisenglanz nur im Mikroklin, nicht im Albit vorhanden ist). — In feiner Verteilung ist der Eisenglanz als Roteisenerz in den sauren porphyrischen Gesteinen, den Quarzporphyren, Lipariten, Quarzporphyriten und Daciten vorhanden. Er pigmentiert die Grundmasse dieser Gesteine besonders dann, wenn dieselbe eine mikrofelsitische Entwicklung annahm und kalireich war (also wie oben entmischungsfähiger Kalifeldspat reichlich vorhanden war).

Sog. sublimierter, in Wirklichkeit durch Wechselersetzung von Eisenhaloiden mit Wasserdämpfen entstandener Eisenglanz ist häufig an Vulkanen und bildet meist Tafeln nach (0001) von mikroskopischen Dimensionen bis zu 100 mm Durchmesser; hier ist er auch öfter in regelmäßiger Verwachsung und Durchwachsung mit Magneteisen und Magnesioferrit beobachtet. Man erhält ganz ähnliche künstliche Bildungen bei mehrfacher Erhitzung von Eisenglanzblättchen bis zur Dissoziation in Fe_3O_4 und Wieder-Abkühlung [vgl. (11)]. Pneumatolytischen Ursprungs ist auch wohl der Eisenglanz, den Lacroix (27) in dünnen Tafeln in granitischen und alkalisyenitischen Pegmatiten und Apliten Madagaskars beobachtete.

Recht verbreitet ist der Hämatit endlich teils in der Form des Eisenglimmers, teils als erdiger Roteisenstein in Pseudomorphosen nach Pyrit im Gebiet der phyllitischen Schiefer, sowie in Pseudomorphosen nach Olivin und Bronzit in den basischen Eruptivgesteinen (Melaphyren, Basalten usw.), endlich nach Granat in eruptiven und schieferigen Gesteinen. — Mikroskopische Untersuchungen über roten Glaskopf veröffentlichte A. Pelikan (15). Danach liegt im roten Glaskopf die optische Achse nicht parallel, sondern senkrecht zur Faserrichtung [letztere also in (0001)]. Nach den Röntgenuntersuchungen von Hedvall (16) sind die verschiedenen Varietäten von Fe_2O_3 alle kristallin und identisch mit Eisenglanz.

Wo in Sedimenten Eisenoxyde in erdiger oder kolloider Form vorhanden sind, häufen sie sich öfter zusammen mit ihren kieselligen Aus-

scheidungen an; so im Eisenkiesel, wo er im Vorkommen von Suttrop bei Warstein nach O. Mügge (17) in basischen Blättchen erscheint, die ausnahmslos Durchkreuzungszwillinge nach (0001) sind (Taf. VII, Fig. 5). In den obersilurischen Wabana-Erzen Neufundlands ist der Eisenglanz nach G. Berg (24) diagenetisch aus ursprünglich wahrscheinlich colloidem Roteisenstein (in Oolithform) umkristallisiert. — Auch durch Kontaktmetamorphose in Eisenglanz verwandelte ursprünglich metasomatische Anhäufungen von Eisenoxyden sind häufig; Lacroix (18) beschreibt sie aus verschiedenen französischen Gebieten. — In den Salzlagern ist Eisenglanz vor allem der rotfärbende Gemengteil, so namentlich im Carnallit, Sylvin, Koenenit u. a.

Literatur.

- (1) Sosman und Hostetter, Journ. Am. Chem. Soc. **38**, 807, 1188. 1896 und Bull. Am. Inst. Min. Ing. 1917, 903.
- (2) M. Bauer, Z. D. G. G. **26**, 186, 1874.
- (3) O. Mügge, N. J. 1886 II, 45.
- (4) K. Veit, N. J. B. B. **45**, 141, 1921.
- (5) Wülfing, T. M. P. M. **15**, 73, 1896.
- (6) Rinne, N. J. 1890 I, 193.
- (7) O. Andersen, Am. Journ. **40**, 351, 1915.
- (8) Michel, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 159, 1891.
- (9) C. Försterling, N. J. B. B. **25**, 359, 1908.
- (10) T. T. Smith, nach N. J. 1918, — 249 —.
- (11) O. Mügge, N. J. B. B. **32**, 529, 1911.
- (12) Ruff und Goecke, Zeitschr. f. angewandte Chem. **24**, 1459, 1911.
- (13) G. Rose, S. B. A. 19. April 1869.
- (14) Brewster, Trans. Roy. Soc. XX, P. IV, 550.
- (15) Pelikan, T. M. P. M. **14**, 7, 1895.
- (16) Hedvall, Zeitschr. f. anorg. Chem. **121**, 217, 1922.
- (17) O. Mügge, Zentralbl. 1911, 195.
- (18) Lacroix, Minéralogie de la France III, 265. 1901/09.
- (19) Gay Lussac, Ann. Phys. et. Chim. **22**, 415, 1823.
- (20) Munroe, Am. Journ. **24**, 485, 1907.
- (21) Knett, nach N. J. 1899 I. — 207 —.
- (22) Bruhns, N. J. 1899 II, 63.
- (23) Fouqué und Michel-Lévy, Synthèse des minéraux et des roches, S. 237, 1882.
- (24) G. Berg, Preuß. geol. Landesanst. Mitt. d. Abtlg. f. Erz-usw.-Mikroskopie, 1923.
- (25) Zambonini, nach N. J. 1923 I, — 386 —.
- (26) Davey, nach Phys. Ber. **5**, 237, 1924.
- (27) Lacroix, Min. de Madagascar I, 256, 1922.

Ilmenitgruppe.

Chem. Zus. $\text{Fe}^{\text{II}}\text{TiO}_3$, mit 52,7% TiO_2 , 47,3% FeO ; mit Eisenglanz durch eine isomorphe Mischungsreihe mit abnehmendem Gehalt an TiO_2

und FeO, zunehmend an Fe₂O₃ verbunden. Ein oft vorkommender Gehalt an MnO deutet auf Beimischung des isomorphen Pyrophanit, Mn^{II}TiO₃, ein ebensolcher an MgO (bis 14 %) auf Beimischung des isomorphen Geikielit MgTiO₃. Penfield und Foote (1) waren geneigt, daraus, daß das Achsenverhältnis nicht zwischen dem von Fe₂O₃ und Ti₂O₃ liegt, zu schließen, daß die Zusammensetzung durch die Formel Fe^{II}OTiO₂ wiederzugeben sei. W. Manchot (2) bestätigte diese Vermutung, indem er zeigte, daß chemisch kein Titanoxydul, Ti₂O₃, sondern nur Titanoxyd, TiO₂, nachzuweisen sei. — Ein von Duparc, Sabot und Wunder (3) in Kristallen von Madagaskar nachgewiesener Gehalt an Uran dürfte nach der Verbreitung radioaktiver Höfe um Titaneisen auch sonst zuweilen vorhanden sein.

Morph. Rhomboedrisch-tetartloedrisch, $c = 1,3846$ v. Kokscharow. (0001), (10 $\bar{1}$ 1), (02 $\bar{2}$ 1), (01 $\bar{1}$ 2), (10 $\bar{1}$ 0), (11 $\bar{2}$ 0), (2243). — Habitus meistens dünntafelförmig mit randlicher Begrenzung durch (10 $\bar{1}$ 1), (02 $\bar{2}$ 1), oder (11 $\bar{2}$ 0); auch rhomboedrisch durch (1011). Dünne Blättchen von unregelmäßigen, rundlichen, gezackten oder gelappten Umrissen, einzeln oder zu strahligen Wachstumsformen aggregiert. — Eingesprengt in feinsten Stäubchen und Schüppchen. — Derbe in Platten und Körnern. — Zwillingsbildungen wie bei Hämatit.

$$\begin{array}{l} 0001 : 10\bar{1}1 = 57^\circ 58',5 \quad 0001 : 22\bar{4}3 = 61^\circ 33' \quad 10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 94^\circ 29' \\ 0001 : 02\bar{2}1 = 72^\circ 38' \quad 22\bar{4}3 : \bar{2}4\bar{2}3 = 52^\circ 10' \quad 02\bar{2}1 : 2\bar{2}01 = 111^\circ 29',5 \end{array}$$

Koh. Ohne deutliche Spaltbarkeit. Bruch flachmuschlig. U. d. M. zeigt durchaus frischer Ilmenit keine Spalttrisse, aber bei Umwandlungsvorgängen tritt eine durch eingelagerte Zwillingslamellen bedingte Absonderung nach (10 $\bar{1}$ 1) und (0001) überaus deutlich hervor und liefert Spalttrissen ähnliche Strichsysteme. Ihre Entstehung ist wohl ähnlich der am Eisenglanz. Außerdem ist wahrscheinlich auch hier Translation nach (0001) möglich, da blättrige Massen nach (0001) zuweilen sehr stark verbogen sind. — $H = 5-6$. — $d = 4,5-5,3$.

Opt. Metallischer bis halbmattlicher Glanz, eisenschwarz mit Stich ins Bräunliche bei greller Beleuchtung. Strich schwarz oder braun. Es gibt eine dem Eisenglimmer entsprechende, wie zuerst K. Hofmann (4) beobachtete, durchscheinende Abart, den Titaneisenglimmer oder Ilmenitglimmer, von halbmattlichem Glanze, durchsichtig mit nelkenbrauner bis krappbrauner Farbe und starker negativer Doppelbrechung. — Der ockerige, feinverteilte Ilmenit ist im auffallenden Lichte bräunlichschwarz bis dunkelbraun, O hellbraun, E dunkelbraun nach Rinne (5). Ähnliche Angaben auch bei Hussak (6) für ein dem Titaneisen mindestens sehr ähnliches Mineral. Im Anschliff hellt sich Titan-

eisen (im Gegensatz zu Eisenglanz) nach Schneiderhöhn (7) zwischen gekreuzten Nicols sehr stark farbig auf, auch werden die Zwillinglamellen dabei gut sichtbar, ebenso die bereits von Hussak (6) beschriebenen Einlagerungen von Titaneisen in Titanomagnetit. — Wenig und nur in der Ebene (0001) magnetisierbar.

Phys.-Chem. V. d. L. uneschmelzbar; Schmelzpunkt unbekannt. — Heiße Salzsäure greift Titaneisen nur wenig an. — Dem Titaneisen sind nach Schneiderhöhn (7) zuweilen Lamellen von Eisenglanz nach (0001) eingelagert, die er für Entmischungsprodukte halten möchte. —

Umwandlung. Der Ilmenit ist sehr häufig in den Gesteinen mehr oder weniger vollständig in andere Substanzen umgewandelt. In den meisten Fällen beginnt diese Umwandlung mit der Ausbildung einer im auffallenden Lichte weißlichen, gelblichen, auch bräunlichen, nur wenig durchsichtigen, stark lichtbrechenden und bei hinreichender Durchsichtigkeit stark doppelbrechenden Substanz von bald körniger, bald deutlich strahliger Struktur. Die Fasern dieses Umwandlungsproduktes stehen dann senkrecht auf dem Ilmenit. Diese Substanz, welche sehr verschieden gedeutet worden ist und welche in ganz analoger Form um titanhaltiges Magneteisen und um Rutil auftritt, erhielt von C. W. G ü m b e l (9), der jedoch die Substanz für primär hielt, den Namen Leukoxen. Die Analysen von Al. Cathrein (10) an dem Leukoxen, welcher den Ilmenit eines Gesteins aus dem Alpbachtal bei Brixlegg umrandet, wiesen nach, daß derselbe Titanit sei, ebenso wie das gleiche Umwandlungsprodukt des Rutils¹⁾. Da aber die Untersuchungen von Diller (cf. S. 100) dargetan haben, daß auch der Anatas als Umwandlungsprodukt des Ilmenits auftreten kann, so möge in allen unentschiedenen Fällen der Name Leukoxen für diese Pseudomorphose beibehalten bleiben. Bei fortschreitender Umwandlung wächst der Leukoxenrand auf Kosten des Ilmenits und zwar so, daß die Umrise von Ilmenit und Leukoxen stets geometrisch ähnlich bleiben — ein Umstand, der für die Pseudomorphosenatur des Leukoxens spricht. Zuletzt ist aller Ilmenit durch Leukoxen ersetzt.

Zeigt der Ilmenit Absonderungsrisse nach (10 $\bar{1}$ 1) oder (0001), so folgt die Pseudomorphosierung diesen (Taf. VII, Fig. 6) und ersetzt von ihnen aus mehr und mehr den Ilmenit, der auf schmale Blätter beschränkt wird und zuletzt gänzlich verschwindet. Bei dieser Pseudomorphose von Titanit nach Ilmenit bilden sich in der Nähe des Ilmenits

¹⁾ Nach einem Referat von E. K a l k o w s k y (N. J. 1886 I, — 263 —) analysierte indessen P o p o w 1876 eine Leukoxenpseudomorphose nach magnesiahaltigem Titaneisen aus den Schischimsker Bergen im Ural und fand darin 58,85 TiO₂, 40,83 CaO, 0,58 FeO, d. h. Perowskit.

gern Calcit und Epidot und geben Kunde von den Vorgängen, welche die Pseudomorphose bewirkten. Die bräunliche bis gelbe Färbung mancher Leukoxene leitet Al. Cathrein nach den Ergebnissen seiner Analyse von mechanisch beigemengtem Rutil in Sagenitform ab, welcher bereits in Verwachsung mit Ilmenit vorhanden war und in diesem durch Anätzen mit Salzsäure bloßgelegt werden konnte.

Diese Leukoxenumwandlung des Ilmenits vollzieht sich in eruptiven und schiefrigen Gesteinen ganz gleichmäßig. — Nach den bisher vorliegenden Erfahrungen ist dagegen eine Umwandlung des Ilmenits in eisenreiche Carbonate, wobei ein schon vorhandener Rutilgehalt erhalten bleibt oder die im Ilmenit enthaltene Titansäure als Rutil abgeschieden wird, auf schiefrige Gesteine der Phyllitformation und phyllitisch entwickelte Schiefer jüngerer Formationen beschränkt. Man findet die Rutilnadelchen alsdann eingewachsen in den Carbonaten, welche an die Stelle des Ilmenits getreten sind.

Daß seinerseits der Ilmenit aus Rutil entstehen kann, wurde von v. Lasaulx (cf. S. 93) sehr wahrscheinlich gemacht. — Über die Umbildung des Ilmenit in Pseudobrookit vgl. den letzteren. — Künstlich von Bourgeois (15) erhalten, vgl. Pyrophanit S. 165. Nach Beyerschlag, Krusch und Vogt (20) kann aus Titaneisen durch Einwirkung von H_2S auch Magnetkies und Eisenkies entstehen, durch Einwirkung von CO_2 auch Eisenspat; daneben kann Rutil abgeschieden werden.

Vork. Die Verbreitung des Titaneisens in der Form des Ilmenits ist eine sehr große. Er begleitet oder ersetzt den Eisenglanz in den Graniten, Syeniten usw.; er gehört zu den Nebengemengteilen in Dioriten, besonders aber in Diabasen, Gabbro, Anorthositen und verwandten Gesteinen, sowie in deren mesozoischen und jüngeren Äquivalenten, Augitporphyriten, Melaphyren, Basalten usw. In diesen Gesteinen gehört der Ilmenit, wie das ihn oft begleitende Magneteisen zu den ältesten Auscheidungen aus den Gesteinsmagmen; seine Bildung geht derjenigen der Olivine und Pyroxene voraus; als massenhafte, wahrscheinlich durch Saigerungen bewirkte Ansammlungen der Art gelten die Erzlager von Soggedal u. a. Indessen scheint eine Wiederkehr seiner Entstehung auch in späteren Epochen der Gesteinsentwicklung vorzukommen. Seine Menge ist hier zuweilen außerordentlich groß (z. B. in west-mittelmeerischen Basalten nach Washington (11) bis zu 12%) und es ist daran zu erinnern, daß wohl der größte Teil des erheblichen Ti-Gehaltes der Erdkruste im Titaneisen gebunden ist. In den von Watson (12) Nelsonit genannten Gesteinen der Nelson Co. Va. ist er neben Apatit und Rutil sogar Hauptgemengteil. — In der Form des Titaneisenglimmers wies K. Hofmann (4)

das Titaneisen in den Basalten des südlichen Bakony nach; ebenso ist er in Augitvitrophyriten und Melaphyren des Saar-Nahegebietes, sowie in den Nephelinbasalten und Monchiquiten des Kaiserstuhls vielfach verbreitet. Man wird nicht weit fehlgehen, wenn man auch die bekannten Einschlüsse des Hypersthens, Diallags und verwandter Mineralien zu dem Titaneisenglimmer zählt. — Auch Magnetit (Taf. VIII, Fig. 1) und Spinell enthalten öfter z. T. violett-durchscheinende Häutchen von z. T. hexagonalem Umriß nach (111) eingelagert, die nach O. Mügge (13) nur mit Titaneisen verglichen werden können und Hussak (6) beobachtete Perthit-ähnliche Durchwachsungen beider. Verfasser möchte sie hier, wie in den Hypersthenen für Entmischungsprodukte halten. Die feinen Stäubchen, die den Plagioklasen der Gabbros und Ophite so oft ihre eigentümlich braune Farbe geben und auch die Globulite basischer Gesteinsgläser (Augitvitrophyrite und Basalte) bestehen vielleicht ebenfalls aus Ilmenit. —

In den kristallinischen Schiefen ziemlich allgemein verbreitet, öfter in guten Kristallen, wohl meist Neubildungen. Auf Gängen z. B. in großen Kristallen in Pegmatiten Südnorwegens, ebenso z. B. in Pegmatiten Madagaskars. Diese und ähnliche Vorkommen wohl pneumatolytischer Entstehung.

In den Sedimenten erscheint Titaneisen zuweilen angehäuft in sandigen Massen zusammen mit andern schweren und widerstandsfähigen Mineralen wie Magnetit, Granat, Zirkon u. a.

Pyrophanit.

Nach Hamberg (14), MnTiO_3 , ebenfalls rhomboedrisch-tetartoedrisch, $c = 1,369$.

$$0001 : 10\bar{1}2 = 38^\circ 19\frac{1}{2}'. \quad 0001 : 02\bar{2}1 = 72^\circ 27'.$$

In dünnsten, parallel den Kanten gegen $(10\bar{1}1)$ gestreiften Blättchen, vollkommen spaltbar nach $(02\bar{2}1)$, $H. = 5$. — $d = 4,537$. Mit halbmetallichem bis Glasglanz, tief blutrot bis gelblichrot in sehr dünnen Blättchen, sehr stark licht- und negativ doppelbrechend, ohne Pleochroismus. $\omega_{11} = 2,4414$, $\omega_{na} = 2,4810$, $\varepsilon_{na} = 2,21$. — $\Delta = -0,27$. — Kommt auf der Harstiggrube bei Pajsberg in Wermland mit Manganophyll, Granat und Ganomalit auf den Wandungen von Hohlräumen vor, die nachher mit Calcit gefüllt wurden. — L. Bourgeois (15) erhielt Pyrophanit durch Zusammenschmelzen von MnCl_2 und TiO_2 bei Rotglut. Ebenso gelang ihm die Darstellung von MgTiO_3 , NiTiO_3 , CoTiO_3 und FeTiO_3 . Die Nickelverbindung war gelblichgrün. Die Kobaltverbindung tief violett, das Eisensalz undurchsichtig schwarz, die Formen, wo sie deutlich waren, Rhomboeder mit Basis. — Smolensky (16) fand bei der thermischen

Analyse des Systems MnSiO_3 — MnTiO_3 den Schmelzpunkt des letzteren zu 1408° und Bildung von Mischkristallen mit bis 60% MnSiO_3 , die aber unterhalb 1000° ca. zerfielen.

Geikielith.

Nach Dick (17) MgTiO_3 , nach Crook und Jones (18) aber $(\text{Mg, Fe})\text{TiO}_3$, meist mit 10—14% Eisenoxyden.

Rhomboedrisch-hemiedrisch, $c = 1,370$. Abgerundete Körner und Massen mit einzelnen Kristallflächen von (0001) und $(5\bar{0}\bar{5}8)$.

$$0001 : 5\bar{0}\bar{5}8 = 44^\circ 20', \bar{1}101 : 10\bar{1}1 \text{ (Spaltfl.)} = 94^\circ 7'$$

Absonderung nach (0001). — $H = 6$. — $d = 3,97\text{—}4,44$.

Metallisch schwarz, in dünnsten Blättchen purpurrot durchscheinend. Hohe Lichtbrechung und sehr hohe negative Doppelbrechung. Strich purpurbraun.

V. d. L. unschmelzbar. In feinem Pulver langsam in heißer konz. HCl löslich unter Abscheidung von TiO_2 .

Bisher nur aus den Edelsteingruben von Rakwana auf Ceylon bekannt; stets mit Rutil verwachsen. Hussak (8) hatte schon 1895 für Mischkristalle von Ilmenit und MgTiO_3 von Jacupiranga in Brasilien die Bezeichnung Pikroilmenit vorgeschlagen.

Literatur.

- (1) Penfield und Foote, Z. X. **28**, 596, 1897.
- (2) Manchot, Zeitschr. anorg. Chem. **74**, 79, 1912.
- (3) Duparc, Sabot und Wunder, Bull. Soc. Min. Fr. **37**, 19, 1914.
- (4) K. Hofmann, Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Budapest 1879, 30.
- (5) Rinne, S. B. A. 31. Okt. 1889, S. 1029.
- (6) Hussak, N. J. 1904 I, 101.
- (7) Schneiderhöhn, Anleitg. z. mikrosk. Bestimmung u. Untersuchung von Erzen 1922, S. 253.
- (8) Hussak, T. M. P. M. **14**, 408, 1895.
- (9) Gümbel, Die paläolithischen Eruptivgest. des Fichtelgebirges. München 1874, 22.
- (10) Cathrein, Z. X. **6**, 244, 1882.
- (11) Washington, Quat. Journ. Geol. Soc. **63**, 69, 1907.
- (12) Watson, U. S. Geol. Surv. Bull. 580—o, 398, 1914.
- (13) O. Mügge, N. J. B. B. **16**, 347, 1903.
- (14) Hamberg, Geol. För. Förh. **12**, 598, 1890.
- (15) Bourgeois, Bull. Soc. Min. Fr. **15**, 194, 1892.
- (16) Smolensky, Ann. Inst. polyt. St. Pétersbourg, **15**, 263, 1911.
- (17) Dick, Min. Mag. **10**, 145, 1893.
- (18) Crook und Jones, Min. Mag. **14**, 160, 1906.
- (19) Sustschinsky, Z. X. **37**, 57, 1902.
- (20) Beyschlag, Krusch und Vogt, Lagerstätten der nutz. Min. I, 87, 1922.

Korund.

Chem. Zus. Al_2O_3 ; die Analysen geben auch eine kleine Menge Fe_2O_3 (1—2%) an.

Morph. rhomboedrisch-hemiedrisch. $c = 1,3652$ [Melczer, (1)].

(10 $\bar{1}1$), (0001), (11 $\bar{2}0$), (22 $\bar{4}3$), (11 $\bar{2}1$) und andere (hh $\bar{2}h\bar{1}$), im Plumasit des Spanish Peak, Plumas Co., Californien nach A. C. Lawson (23) (8. 8. 16. 3), selten (02 $\bar{2}1$). Auf (0001) und (11 $\bar{2}0$) öfter eine Zwillingriefung nach (1011); (11 $\bar{2}0$) und die Pyramiden zweiter Ordnung gern horizontal gerieft durch oscillatorische Kombination. — Habitus entweder kurz, selten länger prismatisch durch (11 $\bar{2}0$) oder tonnenförmig durch die Pyramiden zweiter Ordnung (Taf. VIII, Fig. 2), sehr oft tafelförmig durch (0001) mit randlichem (10 $\bar{1}1$), (11 $\bar{2}0$) oder einer Kombination dieser Formen, selten rhomboedrisch durch herrschendes (10 $\bar{1}1$) mit kleinem (0001). Auch Körner und derbe Massen.

$$\begin{array}{ll} 0001 : 10\bar{1}1 = 57^\circ 37' & 10\bar{1}1 : 1101 = 93^\circ 59' \\ 22\bar{4}3 = 61^\circ 13' & 22\bar{4}3 = 25^\circ 59' \end{array}$$

Koh. Daß die Teilbarkeit nach (10 $\bar{1}1$) keine echte Spaltbarkeit sei beobachtete schon M. Bauer (3); sie ist Absonderung nach Zwillinglamellen, die durch Gleitung längs $K_1 = (10\bar{1}1)$ mit $K_2 = (01\bar{1}2)$ entstanden sind, wie O. Mügge (4) aus ihrer Begrenzung ermittelte. Auch die oft zu beobachtende Absonderung nach (0001) erfolgt längs Zwillinglamellen $\parallel (0001)$, wie sie Veit (5) bei einem Druck von 14000 Atm. künstlich hervorrufen konnte, wobei sich (02 $\bar{2}1$) als zweite Kreisschnittsebene ergab. — Bruch muschlig. — $H = 9$, sie macht sich beim Schleifen und auch durch die größere Dicke Korundhaltiger Stellen im Dünnschliff sehr bemerkbar. — $d = 3,9$ —4,10; nach Strukturmessungen von Davey ist $d = 4,001$.

Opt. Hoher Glasglanz, auf (0001) oft perlmutterartig. Blau, rot, gelb, braun, violett; selten bronzefarbig oder grün; am häufigsten grau; im Schliff dieselben Farben in helleren Tönen. — Brechung stark, aber etwas wechselnd, Doppelbrechung schwach negativ. Melczer (1) ermittelte:

		C.	D.	F.	
Rubin, hellrot, Birma	}	ω	1,7643	1,7675	1,7751
		ε	1,7563	1,7594	1,7668
		Δ	0,0080	0,0081	0,0083
Rubin, farblos, Birma	}	ω	1,7653	1,7686	1,7762
		ε	1,7572	1,7605	1,7679
		Δ	0,0081	0,0081	0,0083

Sapphir, farblos, Birna	}	ω	1,7658	1,7692	1,7764
		ε	1,7577	1,7609	1,7681
		Δ	0,0081	0,0083	0,0083
Korund, künstlich nach Frémy	}	ω	1,7704	1,7738	1,7813
		ε	1,7619	1,7655	1,7726
		Δ	0,0085	0,0083	0,0083

Bei der Messung der Doppelbrechung im Dünnschliff mit Kompensator ist zu berücksichtigen, daß die Korundkörner beim Schleifen meist dicker bleiben als ihre Umgebung. — Die Farbe ändert sich bei Rubin (auch künstlichem) und Sapphir in komplizierter Weise mit der Temperatur; Weigel (6) maß die Verschiebung der Durchlässigkeitminima der verschiedenen Wellenlängen mit der Temperatur, die sich ganz anders vollzieht als bei dem ebenfalls durch Cr gefärbten Spinell.

Die sog. optischen Anomalien des K. sind meist durch feine Zwillinglamellen veranlaßte Störungen, wie schon v. Lasaulx (7) zeigte; allerdings kommt auch Zweiachsigkeit vor, die anscheinend auch mit Schalenbau zusammenhängt.

Färbung ist zonenweise verschieden (Taf. VIII, Fig. 2), Pleochroismus nur bei tiefer Färbung im Schliff deutlich, für O wird angegeben tiefpurpur, rotviolett, pfirsichblütrot, für E sehr schwach gelb, gelblichrot, strohgelb bis grünlichgelb.

Daß der Asterismus mancher Korunde mit Einschlüssen von Rutilnadelchen zusammenhänge, die in (0001) nach den Kanten zu (1120) angeordnet sind, erkannte Tschermak (8). Diese könnten Füllungen von feinen, durch die Zwillingsschiebungen nach (0001) entstandenen hohlen Kanälen sein.

Phys.-Chem. V. d. L. unveränderlich. Schmelzpunkt $2050 \pm 4^\circ$ nach Kanolt (9), $2005 - 2010 \pm 10^\circ$ nach Ruff, Seiferheld und Suda (10). Rankin und Merwin (11) fanden bei der Untersuchung des binären Systems Al_2O_3 -MgO eine zweite, ebenfalls hexagonale Modifikation von Al_2O_3 , (β), die namentlich bei Anwesenheit von MgO entstand und in die α -Modifikation (Korund) nicht umwandelbar ist. Sie hat $\omega = 1,677$, $\varepsilon = 1,635 - 1,650$, also die Brechung niedriger, die negative Doppelbrechung erheblich höher als bei Korund. α - Al_2O_3 nahm keinen Spinell in isomorpher Mischung auf, β - Al_2O_3 ein wenig. β - Al_2O_3 ist bisher in der Natur nicht beobachtet.

Künstl. Darstellung. Unter den mannigfachen Methoden zur künstlichen Darstellung des Korunds besitzen die folgenden wohl die größte geologische Bedeutung. Senarmont (46) erhielt Korundrhom-

boeder, als er eine Lösung von Chloraluminium oder Aluminiumnitrat in der geschlossenen Röhre auf 350° C erhitzte. — Hautefeuille (47) leitete über amorphe Tonerde in einem hellrotglühenden Platinrohr Dämpfe von Flußsäure, die durch Stickstoff und Wasserdampf verdünnt waren, und erhielt hexagonale Täfelchen und Wachstumsformen des Korunds an den heißesten Stellen der Platinröhre. — W. Bruhns (48) erhielt Korundkristalle, als er amorphe Tonerde mit Wasser, das eine Spur NH_4F enthielt, 10 Stunden lang in der geschlossenen Röhre auf 300° C erhitzte. Bei 250° C blieb die Tonerde selbst nach 24stündiger Erhitzung amorph. — G. Friedel (49) fand, daß bei der Erhitzung von Alkali-aluminat, welches durch Einwirkung von Natron auf Tonerdeüberschuß erhalten wurde, im geschlossenen Rohr bei 530° Korund, zwischen 500° und 450° Korund und Diaspor, unter 400° nur Diaspor entstand. — Von größter geologischer Bedeutung ist die Beobachtung von P. Hautefeuille und A. Perrey (50), daß der Korund aus geschmolzenem Nephelin auskristallisiert. Die Kristalle waren tafelförmig nach (0001). Der Versuch gelang nicht, wenn das Natrium im Nephelin durch Kalium ersetzt wurde, wohl aber, wenn man statt des Nephelins Leucit benutzte. — Sehr eingehende und erfolgreiche Untersuchungen über die Kristallisation des Korunds aus Schmelzflüssen führte J. Morozewicz (15 und 51) durch; er fand dabei, daß aus Silikatschmelzflüssen die neben etwa 12% Alkalien und 7% $\text{CaO} + \text{FeO}$ über 30% Al_2O_3 enthalten, der ganze 30% übersteigende Teil von Al_2O_3 als Korund sich ausscheidet (während bei erheblichem Gehalt an MgO statt dessen Spinell entsteht). Anlässlich dieses Ergebnisses hat Lagorio (52) die Verbreitung und Herkunft des pyrogenen Korund eingehend erörtert.

Von großem Interesse ist die Beobachtung von Bowen und Greig (57), daß aus einer Schmelze der Zusammensetzung $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ bei langsamer Abkühlung von 1900° auf 1810° und nachfolgendem Abschrecken nicht Sillimanit, sondern Korund auskristallisiert war. Bei der Untersuchung des Systems Kryolith- Al_2O_3 durch R. Lorenz, Jabs und Eitel (53) wurden Nadeln von Korund in eutektischer Mischung mit Kryolith (bei 33,3 Mol.% Al_2O_3) beobachtet. — Schlaepffer und Niggli (54) erhielten aus wässrigen Lösungen geeigneter Zusammensetzung kleine hexagonale Tafeln, die sie als Korund ansprachen, schon bei 470° .

Vork. Die Korunde besitzen keine besondere, für sie charakteristische Mikrostruktur. Die Durchsichtigkeit der edlen Varietäten hat früh zum Studium ihrer Einschlüsse geführt, unter denen Gase und Flüssigkeiten (oft flüssige Kohlensäure), sowie Rutilnadelchen und sagnetische Gewebe eine große Verbreitung haben. Glaseinschlüsse wurden

in den Korunden mancher Ergußgesteine beobachtet. Über solche Einschlüsse ist in der älteren Literatur vielfach berichtet.

Daß vereinzelte Korunde in Eruptivgesteinen und den mit ihnen verbundenen losen Auswurfsmassen vorkommen, ist altbekannt, so im Vulkangebiet am Niederrhein (z. T. ausgezeichnete Sapphire), am Bühl bei Weimar (Cassel) u. a. Bemerkenswert erscheint, daß der Korund der Basalte zuweilen von einem Kranz von Spinellkörnchen umgeben ist (auch wo dieser sonst den Basalten fehlt)¹⁾. — Als ganz junge Bildung ist Korund beobachtet in Inkrustationen auf dem ungeheuren Aschenfeld, das der Katmai in S.O.-Alaska nach seiner Eruption im Juni 1912 hinterließ nach Shipley (12); alle Umstände weisen hier auf die Mitwirkung von HF hin, vielleicht ähnlich wie bei den Synthesen von Hautefeuille und Bruhns (vgl. oben S. 169). Ebenso begegnet man ihm in Erguß- und Ganggesteinen bisweilen vergesellschaftet mit Spinell, Cordierit, Granat, Sillimanit u. a. in sogenannten begleitenden Bestandmassen, wie z. B. in den Kersantiten von Michaelstein am Harz, wo ihn Max Koch (13) beschrieb, ferner nach Erdmannsdörffer (2) in gewissen Teilen des Bodeganges. Aber er behält in allen diesen Vorkommnissen den Charakter eines Fremdlings und gehört nicht zum eigentlichen Gesteinsbestande. Man leitet ihn in solchen Fällen und gewiß mit Recht von mehr oder weniger vollkommen eingeschmolzenen und aufgelösten Einschlüssen der Nebengesteine ab, wie auch L. V. Pirsson (14) in einem, wesentlich aus Pyroxen und Biotit bestehenden Ganggesteine vom Yogo Gulch in Montana ihn aus Tonschiefer einschlüssen erklärt. — Auch daß der Korund in Tiefengesteinen und besonders in pegmatitischen Ausbildungsformen und Gängen dieser gelegentlich auftritt, ist seit langer Zeit bekannt. In neuerer Zeit haben besonders J. Morozewicz (15) korundreiche Syenite und Syenitpegmatite von Nikolskaja Sopka in der Gegend von Kystym und Sseljankina im Ural, W. G. Miller (16) korundreiche Syenite und Eläolithsyenite im östlichen Ontario nachgewiesen. Nach F. D. Adams und Barlow (17) erscheinen hier neben großen Kristallen auch durchaus mikroskopische in den Natron-reichen (Ürtit-ähnlichen) Nephelinsyeniten und ihren pegmatitischen Ausscheidungen, vielfach von hellem Glimmer wie von einer Corona umgeben. A. und B. fassen diese als eine Art Reaktionsrand auf, entstanden durch die Einwirkung des wasserhaltigen, Kalifeldspat ausscheidenden Magmas auf den Korund, etwa nach der Gleichung



¹⁾ Gleiches beobachtete Mennell (nach N. J. 1912 I, — 222 —) an Korund im Gneiß von Rhodesia und Morozewicz (15, S. 283) bei seinen Schmelzversuchen.

In Nephelinsyenit kommt Korund nach B. Mauritz (18) auch bei Ditró vor; in Syenit nach Rogers (19) in Montana und zwar in der besonders charakteristischen Gesellschaft mit ebenfalls SiO_2 -freiem ZrO_2 (Baddeleyit). Ähnlich ist nach Holland (20) das Vorkommen im Distrikt Coimbatore (Madras).

Korund-führende Hornblende-Anorthosite beschreibt W. G. Miller (22) aus dem östlichen Ontario. In Oligoklas-reichen Gängen (Plumasit) erscheint der K. nach Lawson (23) am Spanish Peak, Col., hier mit Einschlüssen von Margarit. — Ganz ähnlich ist nach Lacroix (24) das Vorkommen von Mosso in Piemont. — Aus dem mittleren Ural sind Korund-führende Eruptivgesteine schon lange bekannt, zuletzt von Morozewicz (15) als Kyschtymit beschrieben. — In großer Verbreitung kennt man ferner K. durch Pratt (25), F. P. King (29), Judd und Hidden (27) u. A. aus den Peridotiten von N. Carolina und angrenzenden Staaten der Union. — Über die verschiedenartigen Vorkommen von K. in ostindischen Tiefengesteinen berichtet ausführlich Holland (28). Aber trotz dieser und zahlreicher anderer Beobachtungen ist noch kein Eruptivgestein bekannt geworden, in dem Korund allgemein und gleichmäßig verteilt wäre nach Art eines wesentlichen oder Nebengemengteils, wenn man vom Plumasit absieht. Ein Zusammenvorkommen mit Quarz als Magmenprodukt erscheint nicht möglich, indessen machen Bowen und Greig (57) darauf aufmerksam, daß Korund vielfach auch in Einschlüssen tonreicher Gesteine in Eruptivgesteinen dort entsteht, wo hinreichende Mengen von SiO_2 zur Bildung von Sillimanit oder Mullit zur Verfügung stehen.

Als Kontaktmineral wurde der Korund zuerst von F. Teller und C. von John (29) in und an den Dioriten von Klausen in Tirol (Taf. V, Fig. 1), dann von W. Salomon (30) am Tonalit des Monte Aviole, von A. K. Coomára-Swámy (31) in Hornfelseinschlüssen des quarzarmen Granits von Pont Paul bei Morlaix, Finistère, dargetan. Derselben Kategorie gehören wohl auch die mit Gabbrogesteinen in Verbindung stehenden Vorkommen im Hercynit von Ronsdorf in Böhmen an, welches E. Kalkowsky (32), aus den Cortlandt Series in New York, welches G. H. Williams (33) und vom Frankenstein im Odenwald, welches A. Andreae und W. König (34) besprochen. Die Begleiter des Korunds sind hier fast immer Spinell, Sillimanit, Rutil und Eisenerze, auch Andalusit und Turmalin.

In der Nähe von Antsirabe auf Madagaskar erscheint nach Lacroix (21, 35 u. 55) Korund am Kontakt von Glimmerschiefer mit Granit, der hier ganz feldspatfrei wird, aber mehr oder weniger Sillimanit und z. T. Disthen führt, während sein Gehalt an Tonerde auf mehr als 40% steigt. Offenbar ist hier der Korund aus resorbiertem tonigem Sediment

entstanden. Massen anscheinend ähnlicher Entstehung, die fast nur aus Korund und wenig Spinell und Turmalin bestehen, sind die von Lacroix Korindonit genannten. Auch die Heimat der schönsten Rubine und Sapphire Birmas, von denen M. Bauer (36) eine zusammenfassende Darstellung gab, ist nach Noetling und nach Tanatar (37) ein durch Granit metamorphosierter, carbonischer Kalk, Begleiter sind Spinell, Chondrodit, Apatit, Phlogopit, Hornblende, Pyrit, Magnetkies und Graphit. Das Vorkommen der ausgezeichneten Sapphire Siams soll dagegen an Granit gebunden sein. Nach A. L. Hall (58) sind die Korunde der sog. Marundite von Leydsdorp (Ost-Transvaal), die namentlich von Margarit begleitet werden, aus Granitpegmatiten dadurch entstanden, daß ihnen bei ihrer Intrusion in Mg-Gesteine Kieselsäure entzogen wurde.

Als Kontaktmineral und in Effusivgesteinen scheint der K. durchweg dünntafligen Habitus zu haben; in den Tiefengesteinen kommt auch der prismatische und tonnenförmige vor.

In den kristallinen Schiefen findet sich K. als spärlicher Nebengemengteil gewisser Gneise und Granulite, auch in Phylliten [so am Ochsenkopf bei Schwarzenberg i. S. nach Killig (38)], öfter in Chlorit-(Korundophyllit)-reichen Schiefen der östlichen Vereinigten Staaten (N. und S.-Carolina u. a. O.) und ganz besonders häufig in körnigen Kalken und Dolomiten und den genetisch mit ihnen verbundenen Pyroxeniten und Kalksilikathornfelsen. Dahin gehören die Vorkommen von Madras und Ceylon, die von B. Brown und Judd (39), A. Lacroix (40) u. a. beschrieben wurden. — Neben Granat, Biotit, Graphit, Staurolith und Rutil fand P. H. Pratt (41) den Korund in Hornblendeschiefern der Macon Co. in Nord-Carolina; auch als Gemengteil von Quarzitschiefern der Staaten Georgia und Nord-Carolina beobachtete er ihn. — Als selbständiges Gestein bildet der Korund nach J. W. Judd (42) mächtige Lager, schön purpurrot zwischen Pipra und Kádopáni im Distrikt South-Rewah, grau im Staate Mysore und bei Upinangadi im Distrikt South-Kanara. Die Lager stehen in geologischer Verbindung mit Amphiboliten und granulitischen Hornblende-Feldspatgesteinen. Hierher gehören nach Tschermak (43) auch die Smirgellager im Glimmerschiefer von Naxos; indessen hat Papavasiliou (44), da auch Quarzgänge mit Korund vorkommen, auch die lagerartigen Vorkommen als Lagergänge und die Entstehung im Zusammenhang mit Granitintrusionen als pneumatolytische gedeutet. Eine Entstehung aus Bauxit scheint ihm auch dadurch ausgeschlossen, daß Bauxit nur als Lösungsrückstand in Betracht kommen kann. Dagegen sind die Kleinasiatischen Vorkommen der Gegend von Ephesos und Denisli nach Krämer (45) durch regionale oder Kontaktmetamorphose aus Bauxit hervorgegangen. Die Korunde sind hier

vielfach pseudomorphosiert durch Diaspor, Hydrargillit, Margarit, Muscovit und Chloritoid; Begleiter sind neben Eisenoxyden namentlich Tonerde-reiche Minerale und Rutil.

Bei der Verwitterung des Korunds, die noch wenig untersucht ist, bildet sich besonders oft Kaliglimmer.

Literatur.

- (1) Melczer, Z. X. **35**, 561, 1902.
- (2) Erdmannsdörffer, Z. X. **59**, 421, 1924.
- (3) M. Bauer, Z. D. G. G. **26**, 186, 1874.
- (4) O. Mügge, N. J. 1884 I, 220; 1886 I, 146.
- (5) Veit, N. J. B. B. **45**, 136, 1921.
- (6) Weigel, N. J. B. B. **48**, 274, 1923.
- (7) v. Lasaulx, Z. X. **10**, 346, 1885.
- (8) Tschermak, T. M. P. M. **1**, 362, 1878.
- (9) Kanolt, Journ. Wash. Acad. **3**, 315, 1913, auch Zeitschr. anorg. Chem. **85**, 1, 1914.
- (10) Ruff, Seiferheld und Suda, Zeitschr. anorg. Chem. **82**, 373, 1913.
- (11) Rankin und Merwin, Zeitschr. anorg. Chem. **96**, 291, 1916.
- (12) Shipley, Am. Journ. **50**, 145, 1920.
- (13) Max Koch, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1886, S. 44, 1887.
- (14) Pirsson, Am. Journ. **4**, 421, 1897.
- (15) Morozewicz, T. M. P. M. **18**, 202, 1898.
- (16) M. G. Müller, Amer. Geologist **27**, 21, 1901.
- (17) F. D. Adams und Barlow, Trans. Roy. Soc. Canada (3), **2**, 3, 1909.
- (18) B. Mauritz, Földt. Közlöny **43**, 124, 1913.
- (19) Rogers, nach N. J. 1914 I, — 78 —.
- (20) Holland, Mem. Geol. Surv. India **30**, P. III, 169, 1901.
- (21) Lacroix, C. R. **174**, 899, 1922.
- (22) W. G. Miller, Amer. Geologist **24**, 276, 1899.
- (23) Lawson, Bull. Univ. Calif. Dep. Geol. **3**, 219, 1903.
- (24) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **26**, 147, 1903.
- (25) Pratt, Am. Journ. **6**, 49, 1898.
- (26) F. P. King, Geol. Surv. Georgia, Bull. No. 2, 1894, Atlanta.
- (27) Judd und Hidden, Am. Journ. **8**, 370, 1899.
- (28) Holland, A Manual of the Geol. of. India, Econom. Geol. P. I, Calcutta 1898, 2nd ed.
- (29) Teller und v. John, Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **32**, 589, 1882.
- (30) W. Salomon, Z. D. G. G. **42**, 450, 1890.
- (31) Coomáraswámy, Q. J. G. S. **57**, 185, 1901.
- (32) Kalkowsky, Z. D. G. G. **33**, 533, 1881.
- (33) G. H. Williams, Am. Journ. **33**, 135, 1887.
- (34) A. Andreae und König, Abhdlg. Senckenberg. Naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1888, 62.
- (35) Lacroix, C. R. **154**, 797, 1912.
- (36) M. Bauer, N. J. 1896 II, 196.
- (37) Tanatar, Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**, 316, 1907.
- (38) Killig, Dissert. Greifswald, 1912.

- (39) B. Brown und Judd, Trans. Roy. Soc. London, **187**, 151, 1896.
 (40) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **12**, 289, 1889.
 (41) Pratt, Am. Journ. **10**, 295, 1900.
 (42) Judd, Min. Mag. **11**, 56, 1895.
 (43) Tschermak, T. M. P. M. **14**, 311, 1895.
 (44) Papavasiliou, Z. D. G. G. **65**, 1, 1914.
 (45) Krämer, Dissert. Leipzig 1917.
 (46) Senarmont, C. R. **32**, 762, 1851.
 (47) Hautefeuille, Ann. Chim. et Phys. **4**, 153, 1865.
 (48) Bruhns, N. J. 1889 II, 63.
 (49) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 7, 1891.
 (50) Hautefeuille und Perrey, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 147, 1890.
 (51) Morozewicz, Z. X. **24**, 281, 1895 und T. M. P. M. **18**, 1 und 109, 1898.
 (52) Lagorio, Z. X. **24**, 285, 1895.
 (53) R. Lorenz, Jabs und Eitel, Zeitschr. f. anorg. Chem. **83**, 39, 1913.
 (54) Schlaepfer und Niggli, Zeitschr. f. anorg. Chem. **87**, 52, 1914.
 (55) Lacroix, C. R. **174**, 899, 1922.
 (56) Davey, nach Phys. Ber. **5**, 237, 1924.
 (57) Bowen und Greig, Journ. Am. Ceramic. Soc. **7**, 238, 1924.
 (58) A. L. Hall, nach Min. Mag. **20**, 80, 1923.

α - und β -Quarz.

Chem. Zus. SiO₂ ohne nachweisbare isomorphe Beimischungen.

Morph. α -Quarz, trapezoedrisch-tetartoedrisch.

$$c = 1,1001 \text{ bei } 20^\circ; c = 1,1094 \text{ bei } 570^\circ.$$

β -Quarz, trapezoedrisch-hemiedrisch

$$c = 1,0923 \text{ bei } 585^\circ, c = 1,0918 \text{ bei } 780^\circ$$

nach Rinne und Kolb (1).

Formen von α -Quarz sind namentlich: (10 $\bar{1}$ 1), (01 $\bar{1}$ 1), (10 $\bar{1}$ 0); stumpfere (ho \bar{h} l) als (1011) sehr selten, (0001) fehlt. An den in die miarolithischen Räume der Tiefen- und Ganggesteine hineinragenden Kristallspitzen finden sich zuweilen (Baveno, Striegau, Wurmberg i. Harz, u. a. O.) auch sog. Rhomben- und Trapezflächen, (11 $\bar{2}$ 1) und (hkil) aus den Zonen (10 $\bar{1}$ 1 : 01 $\bar{1}$ 0) und analogen, die für die Beurteilung der Entstehungstemperatur dieser Quarze von großer Bedeutung sind (vergl. unten S. 181). Ebenso finden sich solche an den zum Teil Bergkristallartigen Kristallen der Klüfte in Effusivgesteinen (z. B. Diabase des Harzes), vieler kristallinischen Schiefer und mancher Sedimente (z. B. bei Vlotho a. d. Weser). Tracht dieser Kristalle meist säulenförmig, an den Enden trigonaler Symmetrie entsprechend, wenn nicht Zwillingsbildung nach (10 $\bar{1}$ 0) stattfindet, dagegen mit größerer oder geringerer Annäherung an

hexagonale Symmetrie, wenn nach (1010) verzwillingt. — Im Esterellit von St. Raphael sind nach Drugman (2) auch Zwillinge „hexagonaler Pyramiden“ nach (10 $\bar{1}1$) ziemlich häufig¹⁾. Bei 20° ist:

$$\begin{aligned} 10\bar{1}0 : 10\bar{1}1 &= 38^\circ 12,6', & 10\bar{1}1 : 01\bar{1}1 &= 46^\circ 16', \\ \bar{1}101 : \text{---} &= 85^\circ 46' \end{aligned}$$

Parallelverwachsungen von Rechts- und Linksquarz unter den (meist bei höherer Temperatur entstandenen) Bergkristall-artigen Quarzen der alpinen Klüfte und miarolithischen Drüsenräume selten, unter den, bei gewöhnlicher oder wenig erhöhter Temperatur entstandenen Kristallen auf Spalten der Sedimente, der meisten Effusivgesteine und Erzgänge sehr häufig, vielfach lamellar, indem dünne Lagen von Rechts- und Linksquarz nach den Flächen (10 $\bar{1}1$), (nicht 01 $\bar{1}1$), miteinander abwechseln; so namentlich auch in den Amethysten. Derartige Verwachsungen, schon Leydolt und Des Cloizeaux bekannt, dann geometrisch untersucht von vom Rath (3), Molengraaff (4) und A. Bömer (5), verraten schon durch dies ungleiche Verhalten von (10 $\bar{1}1$) und (01 $\bar{1}1$) ihre Entstehung als (trigonalen) α -Quarz.

Formen von β -Quarz. (10 $\bar{1}1$), (10 $\bar{1}0$); steilere (ho $\bar{h}l$) selten, zusammen mit Parallelogramm- und Trapezflächen an unzweifelhaften β -Quarz bisher nur einmal nachgewiesen (vergl. S. 182). Tracht meist bipyramidal, indem (10 $\bar{1}0$) meist nur klein entwickelt ist oder fehlt. Stets verzwillingt nach (10 $\bar{1}0$) infolge Umwandlung in α -Quarz, vergl. unten S. 181 und Taf. VIII, Fig. 3, Verwachsungen von β -Rechts- mit β -Linksquarz mindestens sehr selten. O. Mügge (7) fand unter 888 Quarzplättchen aus 16 Quarzporphyren, Lipariten und Quarz-porphyrischen Ganggesteinen 506 nach (10 $\bar{1}0$) verzwillingte, 382 einfache, wobei zu bemerken, daß unter den 382 einfachen ein großer Teil wohl nur einfache Bruchstücke ebenfalls verzwillingter Kristalle waren; ebenso im Quarzporphyr von den Bruchhäuser Steinen in Westfalen 86 verzwillingte gegen 43 einfache, unter 25 Schnitten nach (0001) nur Zwillinge nach (1010), keine Verwachsung von Rechten mit Linken. (Mügge 8.) Ebenso Siepert (9) nach einer anderen Methode an argentinischen Ergußgesteinen unter 48 Kristallen keine Verwachsungen von Rechten mit Linken.

Bei 585° ist

$$10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 85^\circ 23', 10\bar{1}0 : 10\bar{1}1 = 38^\circ 24\frac{1}{2}', 10\bar{1}1 : 01\bar{1}1 = 46^\circ 8'.$$

α - und β -Quarz erscheinen außerdem in Körnern und körnigen Aggregaten, auch derben und stengligen Massen. Pseudomorphosen von Quarz

¹⁾ Dies sind aber wohl Paramorphosen nach β -Quarz; am α -Quarz primärer Bildung sind solche Zwillinge nicht sicher bekannt.

nach Gips, Baryt, Kalkspat, Serpentin und anderen gemeinen Mineralen sind häufig. In diesen Fällen liegt wohl stets ursprünglicher α -Quarz vor. Gerölle, Geschiebe, Sand.

Koh. Dünne Plättchen des (trigonalen) α -Quarzes $\parallel (1\bar{1}20)$ brechen nach Mallard (10) unter dem Druck einer Nadel nach ebenen Flächen der zur Platte senkrechten Fläche des positiven Grundrhomboeders ($10\bar{1}1$), weniger gut auch des negativen ($01\bar{1}1$). An sehr dünnen Schliffen ist diese Spaltung gelegentlich u. d. M. sehr deutlich, z. B. auch in Porphy-quarzen nach Slavik (12) geradezu vollkommen, ebenso in stark gepressten Quarzen nach Lacroix (13), sie entsteht nach Milch (11) auch bei der Frittung. Trotzdem ist das Fehlen von Spaltrissen in den gewöhnlichen Dünnschliffen für Quarz charakteristisch. Schalige Absonderung nach dem Grundrhomboeder gelegentlich infolge der Anordnung von Einschlüssen auf früheren Oberflächen.

Plastizität. Aus stark gepreßten Gesteinen sind öfter Quarze mit stark welliger Auslöschung beschrieben, die starke bruchlose Umformung erfahren haben sollten; so von Futterer (14) aus Gangporphyren von Großsachsen und von Thal bei Eisenach, ähnlich von Bodmer-Beder (15) u. A. In allen diesen Fällen ist ein Beweis für bruchlose Umformung nicht erbracht; es handelt sich nach Meinung des Verf. vielmehr zum Teil um Umformung unter Bruch und Verkittung der mehr oder weniger verschobenen Bruchstücke durch Neubildung¹⁾, wie denn auch Sederholm (16) betont, daß die Umformung in dem dort beschriebenen stark gepreßten Quarzporphyr von Karvia nur scheinbar plastisch, in Wirklichkeit eine solche mit unzähligen Brüchen sei. Zum Teil mag es sich in den beschriebenen und abgebildeten Fällen auch darum handeln, daß der Quarz als Material für die Abbildung von Strukturen plastisch deformierter Gesteine [im Sinne von Sander (17) u. A.] auftritt.

Da in Kristallen eine andere Ursache für plastisches Verhalten als Gleitfähigkeit bisher nicht bekannt ist, versuchte Mügge (18) die in den Quarzen gepreßter Gesteine vielfach beobachtbare, mit welliger Auslöschung verbundene Streifung als verursacht durch Translation mit Biegung aufzufassen, ohne daß es aber gelang, die Translationsebene zu bestimmen. Neuerdings zusammen mit Hermann Rose angestellte Versuche haben am Quarz selbst bei Anwendung von (ungleichförmigem) Druck bis 30000 Atm. und gleichzeitiger Steigerung der Temperatur bis über 300° keine Spur von Translation ergeben; aber der Quarz zerfällt an

¹⁾ In der Abbildung von Bodmer-Beder weist auf letztere auch die hautartige Oberflächenzone hin.

den stärkst gepreßten Stellen in feine (etwa 0,1 mm) Lamellen nach (0001) mit nur wenig muschliger Oberfläche. Der Quarz muß also einsteilen als sehr spröde selbst bei hohen Drucken und Temperaturen gelten (112). — Auch einfache Schiebungen sind bisher nicht beobachtet¹⁾.

Druckfestigkeit nach Rinne (19) größer als 15364 kg/cm² an Würfeln von 1 cm Kantenlänge in der Richtung senkrecht (0001) (Seitenflächen Prismen I. und II. Ordnung), entsprechend dem Druck einer Gesteinssäule von etwa 57 km Höhe. Berndt (20) erhielt für Druck senkrecht (0001) im Mittel 25000 kg/cm², parallel (0001) im Mittel 22800 kg/cm².

H = 7; nach der absoluten Skala von Hertz-Auerbach (21) (Eindringungsfestigkeit) auf (0001) gleich 308 [gegen 253 für Adular auf (001) und 1150 für Korund auf (0001)]. Auch nach diesen Versuchen nicht plastisch, sondern spröde. Parallel (0001) leichter schleifbar als senkrecht dazu. — $d^{9/4}/v = 2.6507 \pm 0.0003$ nach Ahlers (101).

Ätzung mit Flußsäure (42 % HF).

α -Quarz. Nach Leydolt (22), Baumhauer (23), Molengraaff (24), Penfield (25) und besonders A. Bömer (5) sind die Ätzfiguren im Einklang mit der trapezoedrischen Tetartoedrie, dabei auf Rechtsquarz symmetrisch zu denen auf Linksquarz; Figuren 21a und 21b zeigen dies auf den Flächen (10 $\bar{1}1$), (01 $\bar{1}1$) und (10 $\bar{1}0$) eines einfachen rechten und linken Kristalls. Im übrigen wechselt ihre Form, namentlich auf (0001) mit der Konzentration und Temperatur der Säure und mit der Dauer der Ätzung derart, daß nur bei gewissen Konzentrationen und Temperaturen der Sinn der Drehung und die Art der Verwachsung sicher bestimmt werden können. Sonst ist die Ätzung mit HF vortrefflich und in vielen Fällen allein geeignet, den oft höchst verwickelten Zwillingsbau der Quarze zu enthüllen. Bei schalig gebauten Quarzen beobachtete schon Leydolt (am Amethyst) und später Bömer (an Quarzen aus dem Stringocephalen-Kalk von Suttrop) auf (0001) neben den normalen Ätzfiguren auch Ätzwälle, die parallel (1010) verlaufen und sich niemals durchkreuzen (Fig. 22), zwischen den Wällen liegen Gräben, die wahrscheinlich Lücken in den Anwachsschichten entsprechen, längs denen die Säure schneller eindringt. — Kann man neben den Ätzfiguren auch auf Zirkularpolarisation prüfen, dann genügt zur Klarstellung des Zwillingsbaues jede Form der Ätzfiguren; ist man aber auf

¹⁾ Die von Perrier und de Mandrot (27) gefundene sehr erhebliche Änderung des Dehnungskoeffizienten bei Annäherung an die Umwandlungstemperatur (575°) ist vielleicht für das Verhalten bei hohen Temperaturen und Drucken von Bedeutung.

letztere allein angewiesen, dann würden die mit 20% Säure entstehenden, nur von Flächen $(0h\bar{h}l)$ begrenzten, nur über Zwillingsbildung nach $(10\bar{1}0)$, nicht aber über Parallelverwachsungen von Rechten mit Linken Aufschluß geben. — Die für Flächen verschiedener Lage außerordentlich stark wechselnde Zersetzungsgeschwindigkeit durch HF ermittelte Mügge (26)¹⁾.

β -Quarz. (Ätzung) vergl. unten S. 181.

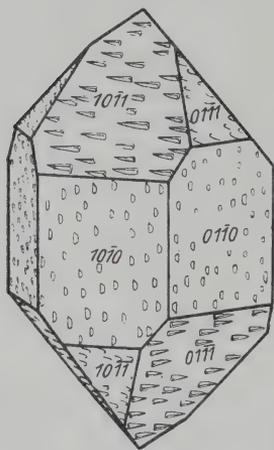


Fig. 21 a.

rechter

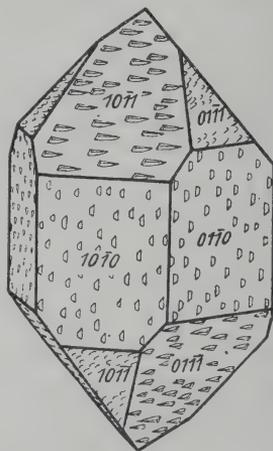


Fig. 21 b.

linker

Quarz nach Penfield.

Opt. α -Quarz. Auf Kristallflächen Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz. Farblos, weiß, milchweiß bis bläulich, sapphirblau, rötlich bis ziegelrot, grün, blau, schmutzigbraun bis schwarz. Im Dünnschliff farblos. Das weiße Aussehen scheint vorwiegend von der Reflexion und Zerstreung des Lichtes an zahllosen mikroskopischen Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen herzurühren. Die blaue Färbung beruht nach Reinisch (28) auf der Beugung des Lichtes an zahlreichen feinen Flüssigkeits-einschlüssen, in andern Fällen nach Iddings (29) auf der Anwesenheit feinsten kristallisierter Einschlüsse, es ist nach Wetzel (30), der zahlreiche Vorkommen dieser Art namhaft macht, die Farbe trüber Medien. Blaue Färbung kann auch hervorgerufen werden durch Einschlüsse von Nadeln von Krokydolith, Turmalin; rote durch Eisenglimmer und andere

¹⁾ Die große Lösungsgeschwindigkeit \perp (0001) beruht vermutlich auf der Durchdringbarkeit des Q. für Lösungen in der Richtung der optischen Achse (vgl. Warburg, Tegetmeyer u. A. bei Hintze, Handbuch I, 1302—1304.

Eisenoxyde; grüne durch Chlorit und Hornblende; graue und schwarze durch kohlige Substanzen, oder wie H. Reusch (31) an allen „Blau“-quarzen Norwegens fand, durch Magnetit. In manchen Fällen ist übrigens die Ursache der Färbung noch nicht bekannt (z. B. Granitquarze von Upsala).

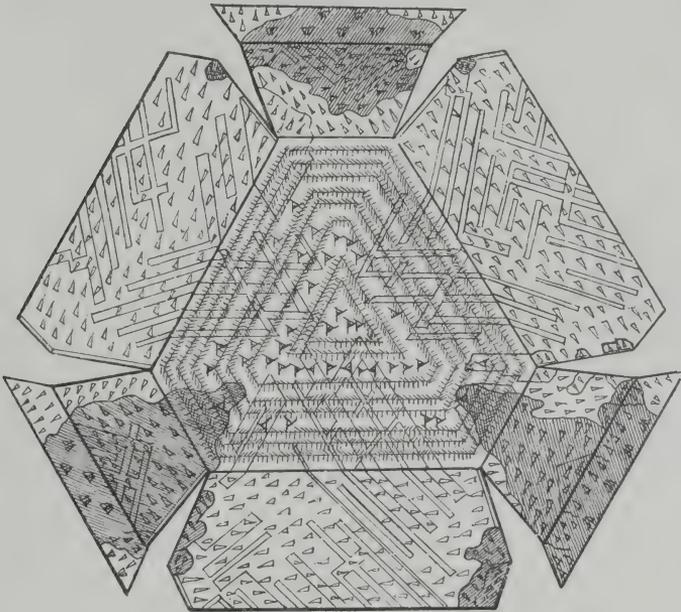


Fig. 22.

Maßstab 7:1. Nach A. Bömer.

Schwache Licht- und schwache positive Doppelbrechung. Die genauesten Messungen der Brechungsindizes durch Gifford (32) ergaben folgende Werte an Rechtsquarz bei 15° :

λ in $\mu\mu$	ω	ε	Δ
706,559	1,54050	1,54949	0,00899
656,304	1,54193	1,55095	0,00902
589,317	1,54426	1,55337	0,00911
486,149	1,54970	1,55899	0,00929
434,066	1,55398	1,56341	0,00943
396,168	1,55824	1,56784	0,00960

Danach, wie nach der Ausmessung der Interferenzstreifen an planparallelen Platten durch Ehringhaus (33) wird $N = +33,7$, die Abweichung von den Newtonschen Interferenzfarben nicht bemerkbar. —

Die Änderung der Brechungsexponenten zwischen -140 bis $+756^\circ$ bestimmten Rinne und Kolb (34). Danach nehmen Brechung und Doppelbrechung mit steigender Temperatur erst langsam, dann bei 575° plötzlich ab, nach der Umwandlung in β -Quarz dagegen etwas zu.

Die Drehung der Schwingungsebene des linear polarisierten Lichtes in Platten von 1 mm Dicke parallel (0001) beträgt nach Soret und Sarasin (35) bei 20°

B	C	D_2	E	F	G
15,75	17,31	21,69	27,54	32,76	42,59

Sie ist in dünnen Dünnschliffen nicht mehr bemerkbar, in dickeren (0,1 mm), wenn auch nur annähernd \parallel (0001) geschnittenen, von nicht zu geringer Ausdehnung ist sie erkennbar: bei Rechts-Kristallen öffnet sich der Mittelpunkt des schwarzen Kreuzes beim Drehen des Analysators im Uhrzeigersinn mit braunroter bis brauner Farbe, bei Linken mit bläulichem Ton. — Das Abwechseln von Rechts- und Links-Quarz in dünnen Schichten (nach den Anwachszone) erklärt die Angaben über das Vorkommen von Quarz ohne optisches Drehungsvermögen.

Optische Anomalien sind in den gesteinsbildenden Quarzen sehr verbreitet. Dahin gehört im strengsten Sinne eigentlich nicht die sogenannte „undulöse Auslöschung“ des Quarzes in gepreßten Gesteinen, d. h. die mit dem Ort wechselnde Lage der Auslöschungsrichtungen in einem anscheinend einheitlichen Individuum. Sie ist die notwendige Folge der durch den Gebirgsdruck bewirkten mechanischen Deformation. Sie zeigt sich in stark gepreßten Gesteinen als Zweiachsigkeit in basalen Schnitten und die Ebene der optischen Achsen liegt dann in der Druckrichtung. Bei den gemeinen Quarzen aus den toskanischen Gipslagern und Sedimenten des Renotales bei Bologna zerfällt nach G. d'Achiardi (36) jedes Individuum der Form $(10\bar{1}1) \cdot (01\bar{1}1)$ mit oder ohne kleine $(10\bar{1}0)$ in Sektoren, welche den 12 Dodekanten entsprechen würden; jeder Sektor zeigt eine mehr oder weniger deutliche fasrig-blättrige Struktur und die Fasern stehen senkrecht auf der äußeren Begrenzung der Sektoren. In basalen Schnitten tritt auf jedem Sektor die positive Bisektrix eines kleinen Achsenwinkels ($2E = 12^\circ - 18^\circ$, selten bis 24°) aus, die Ebene der Achsen liegt genau oder annähernd parallel der äußeren Begrenzungskante. Bei kleineren Individuen, die den größeren aufgewachsen waren, wurde mehrfach trotz des gleichen Zerfalls in Sektoren die Verteilung der optischen Elastizität in diesen nicht verschieden, sondern durch den ganzen Durchschnitt gleichartig gefunden (vgl. Quarzin).

Pleochroismus zeigt der gesteinsbildende Quarz nicht. Für ultraviolette Licht weitgehend durchsichtig, was (bei Benutzung einer Quarz-

glasoptik) zu seiner Unterscheidung von sonst ähnlichen Mineralien, z. B. Cordierit, Oligoklas voraussichtlich benutzt werden könnte. — Radioaktive Färbungen um Mendelejewit und Sprünge um derartige Einschlüsse gibt Vernadsky (111) an.

Zum Unterschied von Chalcedon, der u. d. M. meist noch opalesziert, ist Quarz hier fast stets optisch leer. Opaleszierende untersuchte Kalkowsky (37).

β -Quarz. Brechungsindizes nach Rinne und Kolb (34) bei 580°:

	ω	ε	Δ
B . . .	1,5295	1,5368	0,0073
C . . .	1,5303	1,5379	0,0076
D ₂ . .	1,5328	1,5404	0,0076
F . . .	1,5384	1,5463	0,0079

Phys.-Chem. Umwandlung $\alpha \rightleftharpoons \beta$. Daß beim α -Quarz zwischen 480° und 570° eine beschleunigte und bei 570° eine sprungweise Ausdehnung stattfindet (der oberhalb 570° eine Zusammenziehung mit steigender Temperatur folgt), wurde zuerst von Le Chatelier (38) festgestellt. Daß diese einer Zustandsänderung entspricht, wurde alsbald von Le Chatelier (39) und von Mallard und Le Chatelier (40) auch dadurch bewiesen, daß gleichzeitig bei 570° starke (vorübergehende) Spannungen, unstetige Änderung der spezifischen Drehung wie auch der Stärke der Doppelbrechung eintreten. Die Richtigkeit dieser Auffassung ist durch zahlreiche spätere Beobachtungen bestätigt. Die Umwandlung ist umkehrbar und erfolgt, wie später u. a. Wright und Larsen (41) zeigten, fast ohne Verzögerung; die genaue Umwandlungstemperatur ist nach ihnen $575 \pm 2^\circ$.

G. Friedel (42) stellte fest, daß die oberhalb 600° durch Fluorkalium bewirkten Ätzfiguren auf (1011) und (0111) nicht mehr verschieden (und zwar monosymmetrisch) waren, Mügge (43), daß die auf (10 $\bar{1}$ 0) mit schmelzendem Natriummetaphosphat entstehenden (Parallelogramme) auf allen Flächen (10 $\bar{1}$ 0) von gleicher Lage und höchstens noch mit trapezoedrischer Hemiedrie vereinbar waren. Nacken (44) bestätigte diese Symmetrie durch Untersuchung der Ätzung einer ganzen Kugel mittels ihres Lichtbildes¹⁾. Im Einklang mit dieser Symmetrie ist bemerkenswert, daß nach Mügge (43) ein einheitlicher α -Quarz nach seiner Rückumwandlung aus β -Quarz nicht mehr einheitlich, sondern nach (1010) verzwillingt ist, wie durch Ätzung von Platten festgestellt werden konnte. Dieser Umstand ermöglicht die Erkennung, ob ein Quarz oberhalb 575°

¹⁾ Mit trapezoedrischer Hemiedrie vereinbar ist auch das von Perrier beobachtete Verschwinden der pyro- und piezoelektrischen Erregbarkeit oberhalb 575° sowie die oben erwähnte Veränderung der Dehnungskoeffizienten.

(als β -Quarz) entstanden oder später einmal über diese Temperatur erhitzt sein kann. Danach ist anzunehmen, daß die Quarz-Einsprenglinge der sauren Effusiv- und Ganggesteine Paramorphosen nach β -Quarz sind, womit ihre Form und der Umstand, daß sie fast stets nach $(10\bar{1}0)$ verzwillingt sind, übereinstimmt.

Der Zerfall einheitlichen β -Quarzes in Zwillinge von α -Quarz beim Sinken der Temperatur unter 575° ermöglicht nach Mügge (45) auch die Feststellung der Bildungstemperatur der Bergkristalle aus den Alpen, aus den Drusen granitischer Gesteine u. ä., sofern sie Trapez- oder

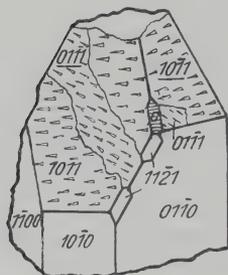


Fig. 23.

Pneumatolytischer α -Quarz (Elba) mit HF geätzt. Zwilling nach $(10\bar{1}0)$. „p“ ist gerundete Praerosionsfläche.

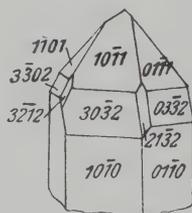


Fig. 24.

Pneumatolytischer Quarz von trapez. Habitus, gebildet als β -Quarz oberhalb 575° . Nach Umwandlung in α -Quarz überquert die Zwillingsgrenze (laut Ätzung) die Fläche (3212).

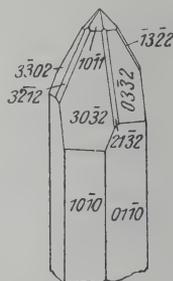


Fig. 25.

Quarz, entstanden pneumatolytisch, oberhalb 575° , trapez. Habitus.

Parallelogrammflächen tragen. Ist ein Zwillingkristall von α -Quarz nach $(10\bar{1}0)$ als solcher gewachsen, so werden die Trapez- und Parallelogrammflächen sich in Größe und Verteilung dem Verlauf der Zwillingsgrenzen anschließen (Fig. 23), ist der Kristall dagegen als β -Quarz entstanden und nur infolge seiner Umwandlung in α -Quarz in Teile mit Zwillingstellung zerfallen, so wird der Verlauf ihrer Grenzen von der Verteilung der Trapez- und Parallelogrammflächen unabhängig sein. Das letztere ist bisher nur an einem von Iddings und Penfield beschriebenen Kristall aus Drusenräumen des Rhyolithes vom Glade Creek, Wyom. beobachtet (Fig. 24 und 25). Mügge (6) zeigte, daß hier alle Umstände: hexagonal trapezoedrisch-hemiedrischer Habitus, Verlauf der Zwillingsgrenzen über die Trapezflächen hinweg und die Art des Vorkommens auf eine Entstehung als β -Quarz hinweisen.

Die Umwandlungstemperatur von α - in β -Quarz wird nach Wright und Larsen (41) durch 100 Atm. Druck nur um ca. 1° erhöht; sie ist also von der Erdtiefe, in der die Umwandlung stattfindet, vermutlich nur wenig abhängig.

Umwandlung in Tridymit. Diese erfolgt bei ca. 750° nach Day und Shepherd (46), bei $870^{\circ} \pm 10^{\circ}$ nach Fenner (47) äußerst träge und auch bei 1200° erfordert sie ohne Mineralisatoren noch mehrere Tage. Die Umwandlungstemperatur wird durch Druck sehr beträchtlich erhöht, nämlich um ca. 1° für 10 Atm. nach Fenner (47). Dies ist von großer Bedeutung, da daraus ersichtlich wird, daß Quarz schon in geringer Erdtiefe bei solchen Temperaturen noch beständig sein kann, bei denen saure, von flüchtigen Stoffen durchtränkte Magmen voraussichtlich noch flüssig sein können.

Umwandlung in Cristobalit vgl. S. 13.

Schmelzpunkt nach Fenner (47) unter 1470° (falls so schnell erhitzt, daß keine Umwandlung in Tridymit stattgefunden hat); nach Endell und Rieke (48) dagegen $1685 \pm 10^{\circ}$. Im Kohleofen nach einer älteren Angabe von Stein (49) bei 1750° dünnflüssig, oberhalb dieser Temperatur sich verflüchtigend und zum Teil als Tridymit¹⁾ sublimierend. Sublimationstemperatur nach Day und Shepherd (50) 1755° . — Da Quarz auch bei gewöhnlicher Temperatur gebildet wird, scheint sein Beständigkeitsfeld bis zu dieser herabzureichen.

Löslichkeit in Wasser bei gewöhnlicher Temperatur unmerklich, auch bei bis auf einige tausend Atmosphären erhöhtem Druck. Bei höherer Temperatur wird die Löslichkeit merklich nach Spezia (51). Nach Koenigsberger und Müller (52) auch bei 350° noch sehr gering, indessen merkliche Abtragung der Flächen (1011) und (0111). Die Löslichkeit in Natriumboratlösung nimmt nach Spezia (53) mit dem Grade der Überhitzung erheblich zu, nach Abkühlen scheidet sich aus solchen Lösungen Quarz in der Form von α -Quarz ab.

Die Löslichkeit der verschiedenen Formen des SiO_2 in H_2O und $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ untersuchten Lenher und Merrill (54); die Einwirkung derselben bei gewöhnlicher Temperatur und 10 Atm. Druck in einem längeren Zeitraum (10 Jahre) ist nach Matignon und Frl. Marchal (55) merklich (0,0118 g in 900 ccm, aber nicht einwandfrei (wegen der Löslichkeit des Glases) festgestellt. — Von Kalilauge und kohlen-sauren Alkalien bei feiner Verteilung nach Leitmeier (56) in merklichen Mengen gelöst.

Von gewöhnlichen Säuren wird der Quarz nicht angegriffen, von Flußsäure im Pulver leicht, im Dünnschliff etwas langsamer gelöst und zwar ohne Rückstand (Unterschied gegenüber Plagioklas, Cordierit). Die Lösungsgeschwindigkeit scheint wesentlich geringer als die von Tridymit und Cristobalit nach R. Schwarz (57) und als die von Quarzglas nach Mügge (26).

Umwandlungen und Verdrängungen von Quarz durch andere

¹⁾ Cristobalit? Es ist nur Doppelbrechung festgestellt.

Minerale (Speckstein, Zinnerz) scheinen selten, umgekehrt ist Pseudomorphosierung durch Quarz außerordentlich häufig.

Die Zusammensetzung von Flüssigkeitseinschlüssen in den daran reichen Kristallen vom Bächistock ermittelten Koenigsberger und Müller (58). Danach war das Raumverhältnis von Libelle zu Flüssigkeit in allen Quarzen fast konstant (die Libellen verschwanden in allen zwischen 200—230°, höhere Bildungstemperatur daher ausgeschlossen); das Gewichtsverhältnis von Wasser zu Kohlensäure etwas schwankend (etwa 90:10), die Menge der gebundenen Kohlensäure zur freien etwa 1:5; sonstige Bestandteile Cl, wenig SO₄, Alkalien. —

Über regelmäßig eingelagerte, Asterismus verursachende Einschlüsse berichtete Kalkowsky (37).

Künstliche Darstellung. Bei der ungeheuren Verbreitung und der hervorragenden geologischen Bedeutung des Quarzes haben die künstlichen Darstellungen dieses Minerals eine ganz besondere Wichtigkeit. So mannigfach nun auch zweifellos die Entstehung des Quarzes in der Natur ist, wo wir ihn als kristalline Ausscheidung aus schmelzflüssigen Magmen, aus normalen wäßrigen Lösungen und aus wahrscheinlich überhitzten wäßrigen Lösungen (in metamorphen Gesteinen) kennen, so beschränkt sind bis auf den heutigen Tag die Methoden der künstlichen Darstellung.

Aus überhitzten wäßrigen Lösungen wurde Quarz mehrfach und unter wechselnden Bedingungen dargestellt, von Schafhäütl (83), Senarmont (84), Daubrée (85) und Friedel und Sarasin (86). W. Bruhns (87) erhielt durch Erhitzung von Kieselgel (oder Glaspulver) auf mehr als 300° schon nach 110 St. schöne Quarzkristalle als er dem Wasser etwas Fluorammonium zusetzte; sie hatten die Form von α -Quarz. Baur (88) will bei 520° aus einer wäßrigen Lösung von NaAlO₂ + SiO₂ Quarz (neben Tridymit) dargestellt haben, was von Day (89) allerdings bezweifelt wird. Koenigsberger und Müller (90) erhielten beim Erhitzen von Liparit von Lipari mit NaHCO₃-Lösung (48 St. auf 320°, 12 St. filtriert und in 12 St. bis auf 240° abgekühlt) im Filterrohr Quarzsäulen der Form (10 $\bar{1}$ 0). (10 $\bar{1}$ 1). (01 $\bar{1}$ 1). (51 $\bar{6}$ 1); zugleich entstand auch Chalcedon. Dieselben (91) erhielten auch Quarz aus Lösungen, in denen SiO₂ \geq 4(Al₂O₃ + H₂O) war. — Spezia (66) beobachtete Auflösung von Quarz an den heißeren (326—337°) und gleichzeitig Wachstum [mit der Form (10 $\bar{1}$ 0). (10 $\bar{1}$ 1) groß, (01 $\bar{1}$ 1) klein] an den kühleren Stellen einer 2proz. wäßrigen Lösung von Na₂SiO₃¹⁾.

¹⁾ Ein derartiger von Spezia der Göttinger Sammlung geschenkter Kristall zeigte auch Trapezflächen in ganz regelmäßiger Verteilung eines linken α -Quarzes mit entsprechender schräger Streifung auf (10 $\bar{1}$ 0).

Hautefeuille (92) war der erste, dem die Kristallisation von Quarz aus Schmelzfluß gelang. Er erhielt meßbare Kristalle als er amorphe Kieselsäure mehrere Wochen in einer schmelzflüssigen Mutterlauge von Natriumwolframat bei etwa 900° löste; der Versuch gelang auch, als Lithiumwolframat statt des Natronsalzes angewandt wurde. Ebenso kristallisierte der Quarz aus schmelzflüssigen Lösungen von Alkaliphosphaten und Alkalifluorüren bei 700° . — In Gemeinschaft mit Margottet (102) stellte derselbe Quarzkristalle aus schmelzflüssigen Lösungen eines Gemenges von Chlorthium und Lithion bei dunkler Rotglut dar.

J. Morozewicz (94) erhielt Quarz aus dem Schmelzfluß von 300 g einer dem isländischen Liparit entsprechenden Mischung mit 3 g Wolframsäure nach 31 tägiger Schmelzung. Es bildete sich zunächst ein homogenes bräunliches Glas; nachdem es 2 Wochen auf 800 — 1000° erhalten war, wurde es porös mit weißlichen und gelblichbraunen Schlieren und enthielt in ersteren zahlreiche Quarze. Sie hatten die Form des Dihexaeders, waren also wohl β -Quarz. Eine genauere kristallographische Untersuchung der aus Schmelzfluß oder Lösungen herstellbaren α - und β -Quarze ist wünschenswert.

Vork. Als Granitquarz bezeichnet man den Quarz der Tiefengesteine, Granit, Syenit, Diorit usw. und in den aus ihnen hervorgegangenen kristallinen Schiefen, der Orthogneise. Er ist hier in seinen Umrisen durch die mit ihm assoziierten Mineralien bestimmt (allotriomorph) und bildet den jüngsten Gemengteil. Seltener erscheint er in rundlichen, angenähert dihexaedrischen Körnern oder in deutlichen Dihexaedern und ist dann im Feldspat regellos eingewachsen. Der Granitquarz ist in hohem Grade durch seinen Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen charakterisiert. Diese sind meistens in anscheinend regellosen Schwärmen und Zügen, bisweilen auch unverkennbar nach den Rhomboederflächen geordnet, und pflegen dicht gedrängt zu liegen, während zwischen den einzelnen Zügen verhältnismäßig einschlußfreie Stellen sich finden. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind teils ganz mit Flüssigkeit (Wasser, seltener flüssige Kohlensäure, oder beide) erfüllt, oder neben der Flüssigkeit findet sich eine Libelle. Das Größenverhältnis von Libelle und Flüssigkeit schwankt in den weitesten Grenzen. Wie man aus dem Verhältnis zwischen den Volumen der Libelle und der flüssigen CO_2 auf den Druck und die Temperatur schließen kann, unter denen der Quarz sich bildete, hat Johnson (59) dargelegt; weitere Angaben machte Nacken (95).

Mit den Flüssigkeitseinschlüssen zusammen trifft man wohl stets Gaseinschlüsse, deren Inhalt vermutlich aus Wasserdampf besteht. In den

Flüssigkeitseinschlüssen sind gelegentlich kristalline Ausscheidungen von zumeist würfelförmiger Gestalt (Bd. I, 1, Taf. XI, Fig. 6 und das. Taf. XII, Fig. 6) vorhanden, die nach Beobachtungen von F. Zirkel (96) in manchen Fällen dem Kochsalz angehören dürften, während in anderen Fällen die mit der Temperatur stark wachsende Löslichkeit dieser Würfelchen in der Flüssigkeit des Einschlusses gegen eine solche Annahme spricht. — Nächsten den Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen sind in den Granitquarzen äußerst feine und undurchsichtige Mikrolithe recht verbreitet, die G. W. Hawes (97) zuerst nach dem von ihm beobachteten Übergang in wohl erkennbaren Rutil diesem Mineral zuwies. Ein exakter Nachweis für die Richtigkeit dieser Vermutung ist bisher nicht geliefert. Bei der großen Verbreitung dieser Einschlüsse bedarf es keiner Angabe bestimmter Fundorte. — Der derbe Granitquarz trägt in randlicher Zertrümmerung der größeren Körner, sowie in einer welligen Auslöschung, der Folge einer stetig sich ändernden Richtung der Hauptachse in einem und demselben Korn, oft deutlich die Spuren mechanischer Deformation an sich, welche man wohl mit Recht als von gebirgsbildenden Kräften und Vorgängen herrührend ansieht.

In dem sog. Schriftgranit liegt eine Durchwachsung von Quarz und Feldspat, vielleicht infolge eutektischer Kristallisation, vor. Dieser Quarz zeigt vielfach deutliche Kristallformen (Säule und Rhomboeder, erstere wie gewöhnlich horizontal gerieft), aber sein Wachstum scheint durch die gleichzeitige Bildung des Orthoklas unterbrochen, sodaß zahlreiche untereinander parallel orientierte stenglige Individuen entstanden sind, vielfach hohle (von Feldspat erfüllte) sechsseitige Säulenskelette bildend, deren bizarre, aber untereinander vielfach parallel verlaufende Querschnitte auf den Spaltflächen des Orthoklases den Namen Schriftgranit veranlaßt haben. Eine Gesetzmäßigkeit in der kristallographischen Orientierung des Quarzes zum Feldspat ist nicht nachgewiesen (Mügge, 60). Die Quarze sind meist innig verzwilligt nach $(10\bar{1}0)$, mit unregelmäßigen Grenzen, Mügge (43), Wright und Larsen (41); daß man hieraus allein noch nicht auf Entstehung als β -Quarz schließen kann, ist von Mügge (45) dargelegt.

Genau dieselben Formen der Verwachsung von Quarz und Feldspat, wie im Schriftgranit, heißen bei mikroskopischen Dimensionen granophyrische Verwachsungen und gestalten sich hier (Bd. I, 1, Taf. XIII, Fig. 4) noch bedeutend mannigfacher durch Übergänge zu aus Quarz und Feldspat gemengten sphärolithischen Büscheln und Sphärolithen. Solche Durchwachsungen von Quarz und Feldspat finden sich nicht nur in sauren Gesteinen, sondern auch als letzte Erstarrungsreste basischer Gesteine mancher Diabase (Konga-Typus). Sie sind von Lacroix (103)

auch in isländischen Basalten nachgewiesen; Balsillie (109) macht weitere Vork. in Schottland, Hebriden u. a. namhaft. Die mikroskopischen granophyrischen Verwachsungen bei unregelmäßiger, oft wurmförmiger Gestaltung des Quarzes werden von J. Sederholm (98) myrmekitisch genannt. Nachdem Johnson (110) gezeigt hat, daß bei der Kristallisation eutektischer Systeme gradlinige, (sonst im allgemeinen krummlinige) Grenzen bei der gleichzeitigen Kristallisation zweier Minerale zu erwarten sind, verdienen die Formen dieser Schriftgranitquarze eine erneute sorgfältige Untersuchung. Auch mit Amphibol, Granat und anderen Mineralien verwächst der Granitquarz granophyrisch in manchen kristallinen Schiefern. — Högbom (99) beschreibt auch schriftgranitische Verwachsungen von Quarz mit Muscovit von Kimito in Finnland und Brodbo in Schweden, mit Turmalin von Gellivara, von der Krokgrube im Kirchspiel Wånga in Ostgothland. Es ist nicht ausgeschlossen, daß in beiden Fällen nur Verdrängung oder Ersetzung des Feldspats durch Muscovit, bez. Turmalin vorliegt.

Die Kristallisation der SiO_2 als Porphy Quarz (anstatt als Tridymit) wird wahrscheinlich dadurch ermöglicht, daß einmal die Umwandlungstemperatur Tridymit \rightarrow Quarz durch den Druck merklich erhöht wird, daß zweitens die Erstarrungstemperatur des Magmas durch den Gehalt an leichtflüchtigen Substanzen herabgedrückt wird. Dieser Porphy Quarz zeigt ursprünglich stets scharfe Kristallform und zwar stets hexagonale Doppelpyramiden (10 $\bar{1}$ 1) [keine Kombination von (1011) und (01 $\bar{1}$ 1) mit ungleichen Flächen], meist mit kleinem (10 $\bar{1}$ 0), was also mit der Annahme, daß er als β -Quarz entstand, stimmt. Diese typische Form ist allerdings durch chemische und mechanische Korrosion (auch das Abspringen von Scherben bei der Umwandlung in α -Quarz?) in vielen Fällen fast oder ganz verloren gegangen (Bd. I. 1 Taf. XIII, Fig. 5). Es zeigt sich keine Abhängigkeit seiner Form von den mit ihm in den Granitporphyren, Quarzporphyren, Quarzporphyriten, Lipariten und Daziten vergesellten Mineralen. In sauren rezenten Eruptivgesteinen ist er im ganzen sehr selten beobachtet, so im Hypersthen-Dazit an der Montagne Pelée (wahrscheinlich nicht sehr tief unter der Oberfläche in dem großen „Dôme“ entstanden) nach Lacroix (61), ferner im Rhyolith (Dazit)-Bimstein der Katmai-Eruption von 1912 nach Fenner (62). Quarze, die in sehr kleinen Kriställchen zusammen mit Rhyolith-Aschen bei Qualecázar (Mexiko) vorkommen, beschrieben Wittich und Kratzert (63), sie sind stark verlängert nach der Säule, der Habitus der Endflächen auch rhomboedrisch, sodaß ihre Entstehung aus Schmelzfluß immerhin zweifelhaft erscheint. — Die Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse der Granitquarze finden sich auch in den Porphy Quarzen, jedoch im allgemeinen nicht in der Menge,

wie dort. Zu ihnen gesellen sich als sehr charakteristisch die den Granit- und Schieferquarzen fehlenden Glaseinschlüsse von rundlicher oder dihexaedrischer Form (Bd. I, 1, Taf. XII, Fig. 1). Mechanische Deformationen sind, wenn man von den, der Glaseinschlüsse anscheinend entbehrenden, sonst aber sehr nahe verwandten Quarzen gewisser Porphyroide absieht, im ganzen recht selten, soweit dieselben auf gebirgsbildende Kräfte zurückgeführt werden müssen. Zerbrechungen durch fluidale Bewegung der noch breiigen Gesteinsmasse sind häufig.

In den porphyrischen Gesteinen findet sich der Quarz nicht selten in kugeligen Formen, welche bald aus einem einzigen Individuum, bald aus zwei oder drei, selten mehr Individuen bestehen, die dann als Kugelsektoren erscheinen. Michel-Lévy (100) hat diese Form als Quartz globulaire bezeichnet. In vielen Fällen sind sie unzweifelhaft Fortwachsungen der Einsprenglinge von (ehemaligen) β -Quarzen, etwa gebildet nach Erreichung des Eutektikums Quarz-Feldspat; sie sind daher wohl immer mehr oder weniger von Feldspat durchwachsen.

Die von J. Lehmann (64) beschriebenen Quarzkristalle, die durch Einwirkung basischer Lava auf Fragmente kieselsäurereicher Sedimente im niederrheinischen Vulkangebiet entstanden und auch sonst häufig sind, sollen (0001) als Kristallfläche tragen; sie verdienen eine neue Untersuchung. Dasselbe gilt von den Quarzen pneumatolytischer Entstehung aus Drusen- und mineralischen Hohlräumen der Granite, gelegentlich auch der Gabbros, wozu vielleicht auch manche Quarze der Granitpegmatite zu rechnen sind. Es ist im allgemeinen noch zweifelhaft, ob sie als α - oder β -Quarz gebildet wurden; in einigen vom Verf. untersuchten Vorkommen sind sie zweifellos als α -Quarz, also unterhalb 575° gebildet (nur in den oben S. 182 erwähnten vom Glade-Creek dagegen als β -Quarz).

α -Quarz ursprünglicher Entstehung sind anscheinend auch die Gangquarze der Erzlagerstätten und der tauben Gänge im rheinischen Schiefergebirge, Harz, Erzgebirge u. a., die aber noch einer näheren Untersuchung bedürfen. Solche von Schemnitz und Zinnwald erwiesen sich nach Mügge (45) als sicher unterhalb 575° entstanden. — Die Gangquarze bilden oft Massen von körniger Aggregatform, deren Mikrostruktur durch die Reichhaltigkeit an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen große Ähnlichkeit mit derjenigen der Schieferquarze besitzt. Manche dieser Quarzgänge sind nur Pseudomorphosen nach Baryt in großartigem Maßstabe. — Derselben Art gehören auch die sekundären Quarze in den verschiedensten Gesteinen an, welche durch Zersetzung und Verwitterung der Silikatgemengteile entstehen und oft in Pseudo-

morphosen nach diesen und anderen Mineralien auftreten. Solche Pseudomorphosen (dieselben sind oft in wechselnder Menge mit Karbonaten und Limonit untermengt) kennt man nach Feldspat, Glimmer, Amphibol, Pyroxen usw. Es ist hervorzuheben, daß in solchen Pseudomorphosen der Quarz auch gelegentlich in fasrigen Aggregaten ausgebildet erscheint, aber stets nur dann, wenn das ursprüngliche Mineral fasrige Struktur hatte, wie fasriger Kalkspat, Fasergips, Asbest, Chrysotil, Krokydolith usw. Über derartige Pseudomorphosen findet man viele Angaben in der älteren Literatur. — Das Auftreten von Quarz in Pseudomorphosen auch nach Tridymit, von San Pietro Montagno (Euganeen), die Mallard (65) als solche erkannte, beleuchtet vortrefflich das Stabilitätsverhältnis beider bei wenig erhöhter Temperatur.

Untersuchungen über die Quarze der kristallinen Schiefer fehlen noch; sicher scheint, daß sie vielfach auch hier pseudomorph sind, nämlich nach später wieder unbeständig gewordenen Produkten der regionalen Metamorphose, namentlich in den sog. Abbildungsstrukturen der Wiener Geologen (Sander, 17), woraus sich manche Angaben über „verbogene“ Quarze erklären (vgl. oben S. 176). E. Hugi (67) erwähnt demgegenüber unter den besonderen Eigentümlichkeiten des Aare-Granites, daß die größeren Quarzkörner in ein zuckerkörniges Aggregat aufgelöst seien, den sog. Sandquarz oder Körnelquarz.

Der klastische Quarz der Sandsteine, Grauwacken und verwandter Felsarten entbehrt im allgemeinen der Kristallform und ist je nach Dimensionen und Art des Transportes eckig oder rundlich; die Form der Körner ist wesentlich nicht durch die Aggregation mit anderen Mineralien, sondern durch den mechanischen Akt der Zusammenschwemmung bedingt. Die Mikrostruktur der einzelnen Körner ist diejenige der Quarzart, zu welcher dieselben ursprünglich gehörten. Naturgemäß herrscht die Mikrostruktur der Granit- und Schieferquarze. Durch sekundär um die an und für sich klastischen Körner in kristallographischer Orientierung abgelagerte, neuzugeführte Kieselsäure können aus den Körnern Kristalle werden (sog. kristallisierte Sandsteine usw.). Derartige regenerierte und ausgeheilte Quarze sind auch in den Tonschiefern keine seltene Erscheinung. G. Spezia (66) stellte in scharfsinniger Weise die Tatsache fest, daß das Ausheilen eines verletzten Quarzkristalls weit rascher parallel der Hauptachse als senkrecht dazu stattfindet. Das kann man oft bei Kristallsandsteinen, Grauwacken usw. in den auf ihrer jetzigen Lagerstätte entstandenen Fortwachsungen beobachten. — In den sog. Gelenksandsteinen sind die einzelnen Quarzkörner, anscheinend nach Entfernung des ursprünglichen Zements, weiter gewachsen, die entstandenen Hohlräume aber nicht ganz wieder gefüllt und bei sehr unregelmäßiger Be-

grenzung z. T. ineinander verhakt, sodaß die Gesteine dadurch bis zu einem gewissen Grade in sich beweglich sind [Lit. bei Mügge (68)].

Außerordentlich verbreitet ist der Quarz in idiomorphen Kristallen in den verschiedensten Karbonatgesteinen von körnigem Kalk und körnigem Dolomit bis zum dichten Kalkstein und Dolomit, in Kalk- und Dolomitmergeln, von den ältesten bis zu den jüngsten Formationen. Diese Quarze stehen an vielen Orten an Mannigfaltigkeit des Zwillingsbaus und an Anomalien der äußeren Formen den Bergkristallen in nichts nach, wie besonders die oben zitierte Arbeit Bömer's und die Mitteilungen von A. Lacroix in seiner *Minéralogie de la France*, Paris 1901, III, 108—120 dartun. Sie sind oft wasserhell, oft aber auch überfüllt mit Teilchen des Gesteins, in welchem sie sich bildeten, also mit Calcit, Dolomit, Ton und kohligter Substanz (Stinkquarz), Eisenhydroxyd und Eisenglimmer (sog. Eisenkiesel). Diese Einschlüsse sind besonders gern zentral angehäuft, auch wohl in konzentrischen Zonen geordnet.

Mitunter erscheint der Quarz hier als Versteinerungsmittel, das trotz seiner kristallographisch einheitlichen Orientierung und deutlicher Kristallform noch die Struktur der Petrefakten erkennen läßt Korallen im Stringo-kephalen Kalk von Warstein [eigene Beobachtung 1890, Erdmannsdörffer (69)]. — Über Neubildungen von Quarz als Zement der Eisenerze von Longwy berichtete Cayeux (70); er bildet hier im Eisenspat optisch einheitliche, aber unregelmäßige Körner, die unmittelbar nach Ablagerung des Sediments auf dem Meeresboden entstanden sein sollen. — Die durch zahlreiche Einschlüsse von Eisenhydrogel und, in einem späteren Wachstumsstadium von Eisenglanz, gelben und braunroten Eisenkiesel aus dem Devonkalke von Warstein sind z. T. pseudomorph nach einer an ihrer Fluidalstruktur als gelartig erkennbaren Masse (vermutlich Gemenge von wenig Eisen- mit viel Kieselhydrogel); sie haben scharf kristallographisch begrenzte Kerne, sind aber beim Weiterwachsen in ganz unregelmäßigen Flächen aneinander gestoßen (Mügge 71). — Auch der Quarz der Kieselschiefer und verwandter Gesteine war ursprünglich wohl Kieselgel, er bedarf noch näherer Untersuchung.

In den Salzgesteinen (Gips, Anhydrit, Steinsalz usw.) ist der Quarz vielfach authigen. Bekannt sind die scharfen Kriställchen im Rötgips von Jena, die nach Zschimmer (72) z. T. Anhydrit einschließen und sich während der Umwandlung des Anhydrit in Gips gebildet haben. Zahlreiche andere Vorkommen derart sind bei Zschimmer aufgeführt. — Auch die Quarze im roten Salztou sind nach Reidemeister (73) authigen und zwar waren alle untersuchten Kristalle R.-Quarz.

Lechatelierit

hat Lacroix (76) die natürlichen Vorkommen von Quarzglas genannt. Es hat muschligen Bruch, Härte = 7¹⁾, sehr wenig empfindlich gegen schnelle Temperaturänderung infolge seines niedrigen Ausdehnungskoeffizienten. $d = 2,204$, also niedriger als bei allen kristallinen Modifikationen von SiO_2 .

Farblos; $n = 1,4588$ für He-gelb nach Rinne (108), der auch die Veränderung mit der Wellenlänge und mit der Temperatur bestimmte.

Wandelt sich bei 1200° sehr langsam, bei 1600° innerhalb 1 St. in Cristobalit um (vgl. S. 13). Wird von gewöhnlichen Säuren nicht angegriffen, von Flußsäure sehr schnell gelöst; die Zersetzungsgeschwindigkeit ist mehr als dreimal so groß wie die größte des Quarzes (auf 0001), rund 500mal so groß wie die kleinste des Quarzes auf (10 $\bar{1}0$) [nach Mügge (26)]. Über andere Eigenschaften des künstlichen Quarzglases berichteten Stierlein (78), Henning (81), Karl Schulz (104), Schaefer und Schubert (105) und Ray (75).

Vork. Eine Übersicht der Literatur, in der die älteren Vorkommen beschrieben sind, gab Lacroix (74).

In vulkanischen Gesteinen füllt Quarzglas zuweilen die Zwischenräume eingeschlossener Quarzkörner. Lacroix (106) hat zahlreiche Vorkommen dieser Art namhaft gemacht; bei langsamer Abkühlung bildeten sich kristalline Modifikationen, bei sehr langsamer angeblich auch Quarz. Da aber die Temperatur der natürlichen Schmelzflüsse kaum je 1600° erreicht, ist anzunehmen, daß in den allermeisten Fällen durch Einschmelzen auch von reinem Quarz nicht reines, sondern nur SiO_2 -reiches Glas entstanden sein wird.

Als Blitzröhren, namentlich in mehr oder minder reinen Quarzsanden; eine Zusammenstellung zahlreicher Fundstätten gaben S. Geinitz (77) und Lacroix (74). So in der Senne bei Paderborn und zwar nach Fiedler (bei Lacroix 74, S. 188), namentlich in den Senken zwischen den Dünenkämmen (wohl infolge der größeren Feuchtigkeit und besseren Leitfähigkeit), während sie auf den Kämmen fehlen. In der Sahara, wo das Grundwasser fehlt oder tiefer liegt, häufen sich dagegen nach Lacroix die Blitzröhren auf den Dünenkämmen. Die Anschmelzung der Quarzkörner geht in den Blitzröhren mehr oder minder weit; aber auch wo sie vollkommen geschmolzen sind (in der Nähe der hohlen Achse) kann man nach Lacroix die Umrisse der früheren Körner noch erkennen (wohl weil die Verflüssigung nur einen Augenblick anhielt).

¹⁾ Ritz nach eigenen Beobachtungen Quarz leichter als dieser ihn.

Literatur.

- (1) Rinne und Kolb, Zentralbl. 1911, 66.
- (2) Drugmann, Min. Mag. **16**, 112, 1911; auch Z. X. **50**, 598, 1912.
- (3) vom Rath, Z. X. **5**, 12, 1881.
- (4) Molengraaff, Z. X. **17**, 171, 1890.
- (5) A. Bömer, N. J. B. B. **7**, 516, 1891.
- (6) Mügge, Zentralbl. 1922, 593.
- (7) Mügge, N. J. 1892 I, 1.
- (8) Mügge, N. J. B. B. **10**, 771, 1895/96.
- (9) Siepert, N. J. B. B. **9**, 401, 1894.
- (10) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 61, 1890.
- (11) Milch, Zentralbl. 1902, 715.
- (12) Slavik, nach N. J. 1902 I, — 63 —.
- (13) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 306, 1891.
- (14) Futterer, N. J. B. B. **9**, 518, 1895.
- (15) Bodmer-Beder, Zentralbl. 1900, 81.
- (16) Sederholm, Bull. Comm. Géol. Finlande **2**, 69, 1895.
- (17) Sander, T. M. P. M. **30**, 281, 1911 und **33**, 547, 1915.
- (18) Mügge, N. J. B. B. **10**, 768, 1896.
- (19) Rinne, Zentralbl. 1902, 262.
- (20) Berndt, nach Phys. Ber. **1**, 131, 1920.
- (21) Auerbach, Ann. Phys. **43**, 61, 1891; **45**, 262 und 277, 1892; **58**, 357, 1896.
- (22) Leydolt, S. W. A. **15**, 59. 1855 und Jahrb. d. k. k. geol. R. **2**, 124, 1851.
- (23) Baumhauer, Z. X. **2**, 117, 1878.
- (24) Molengraaff, Z. X. **14**, 186, 1888; **17**, 137, 1889.
- (25) Penfield, Trans. Connecticut Acad. **8**, 158, 1889.
- (26) Mügge, Rosenbusch-Festschrift 1906, S. 96.
- (27) Perrier und de Mandrot, C. R. **175**, 622, 1922.
- (28) Reinisch, Habilit.-Schr. Leipzig 1902, S. 5.
- (29) Iddings, Journ. of. Geol. **12**, 227, 1904.
- (30) Wetzel, N. J. 1913 II, 117.
- (31) H. Reusch, N. J. 1883 II, 180.
- (32) Gifford, Proc. Roy. Soc. **70**, 329, 1902.
- (33) Ehringhaus, N. J. B. B. **41**, 351, 1917.
- (34) Rinne und Kolb, N. J. 1910 II, 144.
- (35) Soret und Sarasin, C. R. **81**, 611, 1875; **83**, 820, 1876; **84**, 1363, 1877; **95**, 635, 1882.
- (36) G. d'Achiardi, Atti. Soc. tosc. Sc. Nat. Mem. **18**, Pisa, 1898 und 1899.
- (37) Kalkowsky, Z. X. **55**, 23, 1915.
- (38) Le Chatelier, C. R. **108**, 1046, 1889.
- (39) Le Chatelier, C. R. **109**, 264, 1889.
- (40) Mallard und Le Chatelier, C. R. **110**, 399, 1890.
- (41) Wright und Larsen, Am. Journ. (4) **27**, 440, 1909; auch Zeitschr. f. anorg. Chem. **68**, 338, 1910.
- (42) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **25**, 112, 1902.
- (43) Mügge, N. J. Festbd. 1907, 181.
- (44) Nacken, N. J. 1916 I, 71.
- (45) Mügge, Zentralbl. 1921, 609.
- (46) Day und Shepherd, Am. Journ. **22**, 273. 1906.

- (47) Fenner, Journ. Washington Ac. Sc. **2**, 479, 1912.
(48) Endell und Rieke, Zeitschr. f. anorg. Chem. **79**, 252, 1912.
(49) Stein, Zeitschr. f. anorg. Chem. **55**, 160, 1907.
(50) Day und Shepherd, Science, N. S. **23**, 670, 1906.
(51) Spezia, Atti Acc. sc. Torino, **31**, 196, 1896 und **33**, 289, 1898 und nach Z. X. **32**, 511, 1900.
(52) Koenigsberger und Müller, Zentralbl. 1906, 370.
(53) Spezia, Z. X. **35**, 505, 1902.
(54) Lenher und Merrill, nach Chem. Zentralbl. 1918 II, 604.
(55) Matignon und Marchal, C. R. **170**, 1184, 1920.
(56) Leitmeier, Zentralbl. 1908, 632.
(57) R. Schwarz, Zeitschr. f. anorg. Chem. **76**, 422, 1912.
(58) Koenigsberger und Müller, Zentralbl. 1906, 72.
(59) Johnsen, S. M. A. 5. Juni 1920.
(60) Mügge, N. J. B. B. **16**, 391, 1903.
(61) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **28**, 56, 1905.
(62) Fenner, Journ. of Geol. **28**, 601, 1920.
(63) Wittich und Kratzert, Zentralbl. 1922, 258.
(64) J. Lehmann, Verhdl. naturhist. Ver. Bonn **34**, 203, 1877.
(65) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 168, 1890.
(66) Spezia, Atti R. Acc. Torino, **33**, 289 und 636, 1898.
(67) Hugi, Verhdl. schweiz. Naturf. Ges. 1922 II, 12.
(68) Mügge, N. J. 1887 I, 195.
(69) Erdmannsdörffer, Z. D. G. G. Mon. Ber. 1908, 32.
(70) Cayeux, C. R. **170**, 1507, 1920.
(71) Mügge, Zentralbl. 1911, 193.
(72) Zschimmer, T. M. P. M. **15**, 460, 1896.
(73) Reidemeister, Dissert. Kiel, Halle 1911.
(74) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **38**, 182 und 188, 1915.
(75) Ray, nach Chem. Zentralbl. 1923 III, 654.
(76) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **38**, 182 und 188, 1915.
(77) E. Geinitz, Arch. Ver. f. Naturg. Mecklenburg, **47**, 60, 1893.
(78) Stierlein, Dissert. Zürich 1907.
(79) Rinne, N. J. B. B. **39**, 396, 1914.
(80) Mügge, Zentralbl. 1908, 37 und N. J. 1916 II, 1.
(81) Henning, Ann. Phys. (4) **22**, 638, 1907.
(82) Day und Shepherd, Am. Journ. **22**, 272, 1906.
(83) Schafhäutl, Münchener gelehrte Anzeigen 1845, 557.
(84) Senarmont, C. R. **39**, 227, 1849.
(85) Daubrée, Ann. Min. **12**, 289, 1857.
(86) Friedel und Sarasin, Bull. Soc. Min. Fr. **2**, 113, 1879.
(87) Bruhns, N. J. 1889 II, 63.
(88) Baur, Zeitschr. phys. Chem. **42**, 571, 1902.
(89) Day, T. M. P. M. **26**, 183, 1907.
(90) Koenigsberger und Müller, Zentralbl. 1906, 339.
(91) Koenigsberger und Müller, Zeitschr. anorg. Chem. **104**, 1, 1918.
(92) Hautefeuille, C. R. **86**, 1193, 1878; **93**, 686, 1880; Bull. Soc. Min. Fr. **1**, 1, 1878.
(93) Hautefeuille und Margottet, C. R. **93**, 636, 1880 und Bull. Soc. Min. Fr. **4**, 244, 1881.

- (94) Morozewicz, T. M. P. M. **18**, 158, 1898.
 (95) Nacken, Zentralbl. 1921, 12 und 35.
 (96) Zirkel, N. J. 1870, 802.
 (97) Hawes, Mineralogy a. Petrogr. of New Hampshire Concord. 1878, S. 45.
 (98) Sederholm, Bull. Comm. Géol. Finlande **6**, 113, 1897.
 (99) Högbom, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, **3**, 433, 1897.
 (100) Michel-Lévy, C. R. 27. XII. 1876 und Bull. Soc. Géol. Fr. **5**, 140, 1876.
 (101) Ahlers, Z. X. **59**, 334, 1924.
 (102) Margottet, C. R. **93**, 636, 1880 und Bull. Soc. Min. Fr. **4**, 244, 1881.
 (103) Lacroix, C. R. **177**, 369, 1923.
 (104) Karl Schulz, Zentralbl. 1912, 481.
 (105) Schaefer und Schubert, Zeitschr. f. Phys. **7**, 314, 1921.
 (106) Lacroix, Les enclaves d. roches volc. Ann. Ac. de Mâcon. Tome X. 1893.
 (107) Ray, nach Chem. Zentralbl. 1923 III, 654.
 (108) Rinne, N. J. B. B. **39**, 396, 1914.
 (109) Balsillie, Geol. Mag. **60**, 541, 1923.
 (110) Johnsen, S. B. A. 26. VII. 1923, S. 208.
 (111) Vernadsky, C. R. **176**, 993, 1923.
 (112) Mügge, Gött. Nachr. 1924.

Chalcedon.

Chem. Zus. Wesentlich SiO_2 , mit einem wechselnden, aber stets kleinen und bis auf Null sinkenden Gehalt an H_2O . Anscheinend meist Gemenge einer kristallinen Modifikation von SiO_2 , die wahrscheinlich von Quarz nicht verschieden ist, mit wechselnden, aber kleinen Mengen von Kieselhydrogel (Opal).

Morph. Typische Opalformen: Kuglige, nierenförmige, traubige, stalaktitische und unregelmäßig knollige Formen mit meist radial-, selten parallelfaseriger bis blättriger Struktur; auch Spaltenfüllungen und Überzüge auf Klüften. Die Fasern von sehr wechselnder Länge; ihre Dicke sinkt bis unter mikroskopische Dimensionen. Die einzelnen Fasern tragen vielfach in sehr spitzem Winkel angesetzte kleinere Fasern, die sich ihrerseits wieder zerschleißen und so in Verbindung mit der beigemengten Opalsubstanz eine recht vollkommene Raumerfüllung ermöglichen. Sie zeigen alle Übergänge von schmalen Faserbüscheln zu kleineren und größeren Kugelausschnitten und vollendeten Sphärolithen. (Bd. I, 1, Taf. XIV, Fig. 1.) Die Fasern sind öfter um ihre Längsrichtung gedreht, diese Richtung ist, wenn man Chalcedon mit Quarz identifiziert und nach seinem optischen Verhalten entsprechend orientiert, senkrecht zur optischen Achse und stimmt insofern überein mit jener, um welche die sog. gewundenen Bergkristalle gegeneinander gedreht sind. Wo mehrere Büschel, Kugeln oder Kugelsektoren sich berühren, ist die Berührungsfläche oft auffallend glatt.

Außer der zentrisch-strahligen Struktur zeigen die Chalcedonsphärolithe eine schon von Michel-Lévy und Munier-Chalmas (7) bemerkte feine Schichtung senkrecht zur Faser mit etwa 10μ Abstand, die nach Wetzels (1) der Liesegangschen makroskopischen Achat-schichtung zu vergleichen und mit Austrocknungsvorgängen des früheren Gels in Zusammenhang stehen mag. Darauf deutet nach Wetzels (2) auch das Abwechseln Opal-reicherer und Opal-ärmerer Schichten senkrecht zur Faserrichtung. [Es liegt nahe, dabei auch an die dünnen Schichten von R.- und L.-Quarz zu denken, welche nach (1011) in vielen Amethysten miteinander abwechseln, zumal gerade manche Amethyste auf diesen Flächen Kappen von Chalcedon tragen.]

Koh. Keine Spaltbarkeit; Bruch eben bis flachmuschlig. Härte etwas niedriger wie Quarz, indessen kommen lockere, fast mehligte Schichten vor (vielleicht Opal?, vergl. S. 205). — Das elastische Verhalten entspricht nach Wold. Voigt (3) einem dichten Quarzaggregat. $d = 2,59-2,61$; in manchen Abarten (Lussatit) sinkend bis auf 2,04 nach Mallard (4). Washburn und Navias (5) fanden für Chalcedon aus dem Yellowstone-Park 2,55—2,61, für Feuerstein aus Frankreich 2,61—2,63; Wetzels (2) fand 2,586. — Die spez. Wärme ist nach Laschtschenko (22) für das Temperaturintervall bis 200° erheblich kleiner, für Intervalle bis zu höheren Temperaturen dagegen erheblich größer als die von Quarz, beide wären also in dieser Beziehung jedenfalls verschieden; doch geht nach Wietzel (6) die Atomwärme bei 575° durch ein Maximum.

Opt. Glanz wachsartig bis matt; durchscheinend, kantendurchscheinend bis undurchsichtig. Farbe weiß, grau, gelb, hell- bis tiefbräunlich, milchblau in verschiedenen Tönen, hellrosa, auch schwarz; bei Achat in den Zonen wechselnd. Im durchfallenden Licht farblos oder mit den Farben trüber Medien, gelblich bis bräunlich oder bläulich.

ω	ε	Δ	
1,530	1,538	0,008 ($\pm 0,001$)	Wülfing (23)
1,531	1,539	0,008 ($\pm 0,002$)	Wetzels (2)
1,533 bis 1,534	—	—	Chalcedon, Yellowstone-Park. Washburn und Navias (5)
1,533 bis 1,539	—	—	franz. Feuerstein. Washburn und Navias (5).

Die Doppelbrechung ist nach Michel-Lévy und Munier-Chalmas (7) höchstens um 0,00005 größer als bei Quarz. Nach Wetzels (2) bleiben die Interferenzfarben hinter denen gleich dicker Quarzplatten ein wenig zurück, weil sich die Fasern zum Teil etwas überlagern und kompensieren (auch Opal am Aufbau teilnimmt). — Chalcedon zeigt nach Wetzels (2) beim Erhitzen bis 525° dieselbe Abnahme der Doppel-

brechung wie Quarz. Das Reflexionsvermögen im Ultrarot liegt dagegen nach Liebisch und Rubens (8) nicht zwischen jenen für ω und ε von Quarz. — Optisch zweiachsig; indessen der Achsenwinkel klein, im Maximum etwa 40° . Nach Hein (9) wäre die Zweiachsigkeit nur eine scheinbare, dadurch bedingt, daß die Fasern und Faserbüschel meist nicht ganz parallel liegen.

In den Fasern liegt nach Rosenbusch α parallel der Längsrichtung. Zentrische Schnitte durch eine Chalcedonkugel zeigen zwischen gekreuzten Nicols das stehende Kreuz, tangential oft feinste Aggregatpolarisation, im konvergenten Licht keine Interferenzfigur. Michel-Lévy und Munier-Chalmas (7) fanden, daß die Ebene der optischen Achsen parallel den Fasern liegt, daß diese aber ziemlich gleichmäßig um ihre Längsrichtung gedreht sind und daher nicht an allen ihren Stellen, sondern nur in gewissen Abständen längs desselben Faserpaketes das Bild der optischen Achsen und im parallelen Licht abwechselnd sehr niedrige und maximale Doppelbrechung zeigen. Die Drillung kann nach Rechts und Links erfolgen; ihr Betrag (Ganghöhe des Schraubensbaues gleich dem Abstand zweier nächster optisch gleich orientierter Teile derselben Faser) kann in verschiedenen konzentrischen Zonen auch desselben Sphärolithen nach Wetzel (1) variieren.

Das Röntgenspektrum von Chalcedon vom Yellowstone-Park und des Feuersteins aus Frankreich fanden Washburn und Navias (5) ganz gleich dem von Quarz. Chalcedon scheint danach also auch keine razemische Verbindung von R.- und L.-Quarz zu sein, aber vielleicht eine sehr innige Mischung beider.

Quarzin nannten A. Michel-Lévy und Munier-Chalmas (7 und 24) ein faseriges Kieselmineral, welches die äußeren Schalen von Chalcedonkügeln bildet, die bei Longpont und in der Oberen Kreide der Haute-Garonne (Propiary, Auzas) auftreten und ihrerseits von Quarz überzogen werden. Der Quarzin ist mehr divergent strahlig-blättrig als faserig. Der Längsrichtung der Strahlen parallel liegt die Achse der kleinsten Elastizität. In tangentialen Schnitten, welche infolge der Abplattung nach dem Hauptschnitt $\beta\gamma$ wieder etwas faserig mit positivem Charakter der Fasern erscheinen, tritt die spitze positive Bisektrix zweier bis zu 35° gegeneinander im Mineral geneigten optischen Achsen aus. Die Ebene der optischen Achsen liegt wieder in der Längsrichtung der Strahlen, wie bei Chalcedon, und zugleich senkrecht zur längsten Richtung der tangentialen Querschnitte. Wo solche Tangentialschnitte an der Grenze gegen die äußere Quarzhülle hin geführt wurden, sind die Quarzinstrahlen öfter in drei Sektoren von 120° geordnet, die parallel der Halbierungslinie dieser Winkel fein gestreift sind. Dann zeigen die

zentralen, also genau senkrecht zur Strahlenachse gelegenen Stellen den Austritt der positiven Achse eines einachsigen Minerals, die peripherisch gelegenen Stellen dagegen lassen eine positive spitze Bisektrix austreten. Man hätte also gewissermaßen den Aufbau eines positiven einachsigen Minerals (Quarz) aus drei Systemen zweiachsiger Strahlen, die sich unter 120° zueinander ordnen. Wallerant (10) hat diesen Aufbau bei Quarzin aus den Sanden von Cuise und aus dem Granit von Aubiers in der Vendée weiter verfolgt und seine Beziehungen zum Quarz zu ermitteln gesucht. Nach seinen Beobachtungen bildet der Quarzin, in Übereinstimmung mit den Angaben der anderen Autoren, zylindrische Fasern, doch fand er, daß mit der Längsachse, wenn ihr die Auslöschung parallel ist, bald die Achse der kleinsten, bald die der größten, bald die der mittleren Elastizität zusammenfällt. Ebenso konstatierte er, daß in der Faserachse keine der Elastizitätsachsen lag, sondern daß die Faserachse in den Hauptschnitt cb fiel und hier gegen c bald unter $+57^\circ$, bald unter -33° geneigt, also in zwei zueinander senkrechten Richtungen orientiert war. Wallerant (11) fand in Material von Noyon (Oise)

$2Vc = 58^\circ$, mit $\rho > \nu$ und

$\alpha = 1,5325$, $\beta = 1,5355$, $\gamma = 1,5435$; $\Delta = 0,011$ (für Na-Licht).

Daß die Doppelbrechung die des Quarzes übertrifft, ist nach Wetzel möglicherweise verursacht durch Spannung, die vom Opal trotz dessen Pseudomorphosierung erhalten geblieben sein soll. Wetzel (2) konnte übrigens keine Schichtung von dem eingemengten Opal wie bei Chalcedon erkennen und vermutet einen Zusammenhang dieser Erscheinung mit dem Fehlen von Drillung in den Fasern. Rinne (30) fand bei der Röntgenuntersuchung von Quarzen von Holtenau keine anderen Linien als bei Quarz.

Barviř (12) beschreibt Quarzin in kleinen chalcedonartigen Sphärolithen, die selten 1 mm Durchmesser erreichen und eine höckerige Oberfläche haben, aus dem ostböhmischen Pläner zwischen Hermann Mestec und Nakal mit positiver Faserachse, chalcedonartiger Lichtbrechung, niedriger als bei Quarz, und mit der Doppelbrechung des Quarzes. $2E = 23^\circ - 28^\circ$. $d = 2,607 - 2,625$. — $H. = 6,5$.

Lutecit ist eine weitere Form faseriger SiO_2 , beschrieben von Michel-Lévy und Munier-Chalmas (7 und 24). Im Grobkalk der Umgebung von Paris bildet er etwas abgeplattete halbkugelförmige Sphärokristalle, deren Basalschnitte bisweilen einen Zerfall in acht Hauptsektoren erkennen lassen. Diese werden von Quarz umhüllt, welcher je wie die Quarzinbündel orientiert ist, auf welchen er sitzt. Der Quarz endlich trägt die Lutecitkristalle. Es sind flache, scheinbar hexagonale

und mit ihrer Basis verwachsene, aber durch eine kontinuierliche Rinne getrennte Doppelpyramiden. Ihr Basalschnitt hat zwei Winkel von etwa 130° und vier von etwa 115° , ist also nur disymmetrisch und der Luteit also nur pseudo-hexagonal. Die auf der einen Symmetrieebene senkrechten, scheinbaren Pyramidenflächen schneiden sich unter etwa 47° . Der Aufbau dieser Pyramiden ist ein recht komplizierter. Jede Pyramide besteht aus sechs Sektoren, welche von den durch die Polkanten und die scheinbare hexagonale Hauptachse gelegten Ebenen begrenzt werden. In jeder dieser Ebenen liegt ein Fasersystem, welches mit der scheinbaren Hauptachse 73° , mit der Pyramidenkante 46° macht. Jeder Sektor des Basalschnitts zeigt zwei sich kreuzende Lamellensysteme. Die Lamellen oder Fasern sind zweiachsig, ihre optische Orientierung zeigt Fig. 26 a im Schnitt durch die pseudo-hexagonale Achse, Fig. 26 b im Schnitt senkrecht zu ihr.



Fig. 26 a.

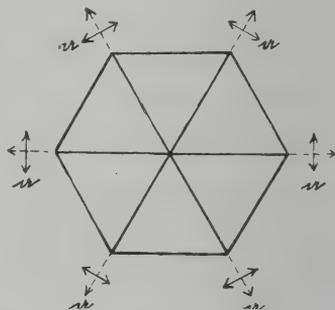


Fig. 26 b.

Lussatit bildet nach Mallard (13) milchige Überzüge mit warziger Oberfläche auf den mit Bitumen vorkommenden Quarzkristallen von Pont-du-Chateau und mit Chalcedonkonkretionen von Lussat (Puy-de-Dôme). Die Substanz ist faserig-blättrig, die Fasern stehen senkrecht auf dem Quarz. Ihre Doppelbrechung ist schwächer, als die des Quarzes und in der Faserachse liegt die Achse der kleinsten Elastizität, wie bei dem Quarzin. Für Na-Licht war der Durchschnittsbrechungsindex 1,446. — $d = 2,04$, nach starkem Glühen = 1,94. Die Analyse der bei 100° getrockneten Substanz ergab fast reines SiO_2 mit 7,9 und 8,3 % H_2O , welches bei 1000° vollständig entweicht. Die Doppelbrechung und ihr Charakter ändern sich nicht durch Glühen. Der Wassergehalt wird einer auch mikroskopisch nachweisbaren Beimengung von Opal zugeschrieben, der Lussatit selbst für wasserfrei gehalten. Slavik (14) fand am Lussatit, der westmährische Serpentine in $\frac{1}{4}$ —1 mm breiten Streifen durchzieht,

parallel der Längsrichtung c , kleineren Brechungsindex als Canadabalsam und $\Delta = 0,004$. $d = 2,27$. Löslich in Alkalicarbonatlösung, weniger in Kalilauge. Slavik möchte den Lussatit für Tridymit halten.

Pseudochalcedon nennt A. Lacroix (15) einen Chalcedon, der schalenartig Quarzrosetten im Oberen Lutécien unweit Val-de-Grâce, Paris, überzieht. Er hat sphärolithischen Bau mit gerader Auslöschung der Fasern, mit deren Längsrichtung die Achse größter Elastizität zusammenfällt, wie bei dem normalen Chalcedon. Hier aber ist die Faserachse zugleich spitze Bisektrix eines kleinen $2V$, also der optische Charakter des Minerals negativ, während er bei Chalcedon und Quarzin positiv ist. — $d = 2,5$ etwa. $\Delta = 0,0045$ im Maximum. Stets gemengt mit Opal und Quarz.

Phys.-Chem. Schon Michel-Lévy und Munier-Chalmas betonten, daß sowohl gewöhnlicher Chalcedon wie Quarzin und Lutecit aus ursprünglich kolloiden Konkretionen hervorgegangen zu sein scheinen. Die Anwachsschichten des Gels hatten in ihren Präparaten eine Dicke von etwa 0,01 mm. Hinsichtlich dieser Schichtung¹⁾ hat Liesegang (25) darauf aufmerksam gemacht, daß sie sehr der jener scheinbaren Schichten ähnelt, die in Gelen entstehen, wenn in ihnen durch Diffusion eines Fremdstoffes periodische Niederschlagsbildung eintritt (Liesegang'sche Ringe), namentlich auch insofern, als der Abstand der Schichten vom Diffusionszentrum nach außen immer größer wird. Wenn aber die Grenze der Schichten mit den Grenzen der kristallinen Chalcedonfasern (oder Unterbrechungen derselben) zusammenfällt, käme weniger eine Niederschlagsbildung als ein Einfluß eines etwa diffundierenden Fremdstoffes auf die Entstehung von Keimen der kristallinen Phase (Chalcedon) oder auf deren Wachstumsgeschwindigkeit in Frage und der Vorgang hätte eine große Ähnlichkeit mit dem periodischen Wachstum von Sphärolithen in manchen unterkühlten Schmelzen und übersättigten Lösungen.

Nach Wetzels (2) findet der Wasserverlust fein gepulverten Chalcedons im wesentlichen schon bei 120° statt. Dabei macht sich der wechselnde Opalgehalt beim Erhitzen von Dünnschliffen dadurch bemerklich, daß sie die Farben trüber Medien annehmen. Bei Quarzin findet diese Trübung zwischen 375 — 450° statt, bei gedriltem Chalcedon (mit Opalschichtung) zwischen 470 — 530° , während bei Chalcedon ohne solche Drillung und Opalschichtung die Trübung erst bei noch höherer Temperatur eintrat. Die Trübung läßt sich nicht rückgängig machen. Fenner (16) fand bei feinfaserigem Chalcedon bei 575° keine Wärmetönung (auch

¹⁾ Wie sie bekanntlich in vielen Achaten ausgezeichnet zu sehen ist oder durch künstliche Färbung sichtbar gemacht werden kann.

keine Unstetigkeit der Ausdehnung) und keine Änderung der Reflexion an Platten, dagegen bei Erhitzung auf $750\text{--}850^\circ$ mit Na_2WO_4 Umwandlung nicht allein in Quarz, sondern auch in Tridymit und zwar mehr als der Umwandlung etwa beigemischten Opals zugeschrieben werden konnte. Er schließt daraus auf Verschiedenheit von Quarz und Chalcedon. Da aber Wietzel (6) feststellte, daß die Umwandlungswärme von α - in β -Quarz um so kleiner ausfällt, je feinkörniger und je mehr verzwilligt der benützte Quarz ist (sodaß in einem Falle, wo der Quarz wiederholt von oberhalb 575° abgeschreckt war, überhaupt keine Umwandlungswärme mehr zu finden war), ist Fenners Schluß daraus auf Verschiedenheit von Quarz und Chalcedon nicht sicher. — Bei hinreichender Erhitzung geht Chalcedon in Cristobalit über, wie aus der dann zu beobachtenden Wärmetönung bei der Umwandlung $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -Cristobalit folgt und wie auch Washburn und Navias (5) aus dem Röntgenogramm zeigen konnten.

Chalcedon wird nach Leitmeier (17) von Kalilauge erheblich stärker angegriffen als Quarz von derselben Korngröße. Wietzel (6) fand für Chalcedon und Quarz die gleiche Kristallisationswärme (bestimmt als Differenz der Lösungswärme in HF gegenüber Quarzglas) und schließt daraus auf Identität beider. — Nach Dean (18) wird aus verdünnten Lösungen von SiO_2 stets nur da, wo sie auf CaCO_3 treffen, die SiO_2 ausgefällt.

Künstlichen Chalcedon erhielten Koenigsberger und Müller (31), als sie gewöhnliches Thüringer Glas mit Wasser und CO_2 60 St. auf 360° erhitzten.

Vork. Alle Chalcedone treten, nicht selten sogar in einem und demselben Aggregat in wechselnden Schalen verbunden, unter gleichen geologischen Bedingungen auf. Sie erscheinen als Auslaugungsprodukte von Eruptivgesteinen auf Klüften und Rissen in Tiefen- und Ganggesteinen selten, in den Mandelräumen und auf Klüften der Ergußgesteine häufig. Im übrigen gilt, da sie vielfach aus Opal entstanden sind, das unten (S. 206) über die Verbreitung desselben Gesagte.

Die Chalcedon(Achat-)mandeln sind keineswegs auf zersetzte Gesteine beschränkt, sondern auch in ganz frischen anzutreffen, und offenbar ist ihre Füllung nicht ein gewöhnliches Zersetzungsprodukt der Muttergesteine. Die Nährlösungen sind vielleicht aufzufassen als die letzten, der Erstarrung noch entgangenen Reste des Gesteinsmagmas, das oft auf weithin zu verfolgenden sehr feinen Spalten in die Mandelräume infiltriert ist. Über ihre Entstehung hat namentlich Nacken (19) eine bemerkenswerte Ansicht geäußert. Die Achate erscheinen einmal als sog. Festungsachate, die in konzentrischen Lagen den Wandungen des Blasen-

raumes folgen, dann als sog. Uruguay-Achate, die auch in ebenen horizontalen Schichten denselben Raum ganz oder z. T. füllen. Beiderlei Bildungen sind auch geographisch getrennt, die letzteren fehlen z. B. in Deutschland und Frankreich, sind dagegen allein bekannt auf den britischen Inseln, Island u. a., wo gleichzeitig die von der Decke der Mandel herabhängenden Chalcedon-Stalaktiten senkrecht zu jener Schichtung stehen. Nacken möchte nun diesen Unterschied durch die Annahme erklären, daß bei der Bildung der Festungsachate die Temperatur so hoch lag, daß der ganze Hohlraum von einer einzigen, der fluiden Phase¹⁾, erfüllt war, während sie bei den Uruguay-Achaten unter der kritischen Temperatur der Nährlösung lag, sodaß eine flüssige Phase sich durch eine horizontale Grenzfläche von der Dampfphase schied. Die Bildungstemperatur des Festungsachats lag danach wahrscheinlich oberhalb 375^{0 2)}, die des Uruguay-Achats darunter.

Selten findet man Chalcedon auch auf Erzgängen, auf Quarzgängen und in Gangform innerhalb der Sedimente. — Verbreitet sind die Chalcedone in konkretionären Massen und in Pseudomorphosen nach Oolithkörnern oder als Versteinerungsmittel in den Sedimenten selbst. So besonders in dem Tertiär des Pariser Beckens und in der Kreide, seltener im Jura und in der Trias. Die Vorkommnisse in der Kreide und im Tertiär von Paris sind besonders eingehend von A. Lacroix und A. Cayeux (20) studiert worden. Eine gedrängte Übersicht seiner Forschungen gibt A. Lacroix in seiner *Minéralogie de la France et de ses colonies*. III. 1. fasc. Paris. 1901. 120 ff. — Als Zement im mittleren Buntsandstein erscheint der Chalcedon nach F. Schalch (21) bei Thannheim unfern Villingen, ebenso in manchen Horizonten des bunten Sandsteins Süd-Hannovers, auch im Hilssandstein dort. Ferner ist Chalcedon (mit kohligem Pigment) ein Hauptgemengteil mancher Kieselschiefer; hier namentlich in den Radiolarien, die gern in den submarinen Diabasergüssen (Spiliten) benachbarten Sedimenten auftreten und vermutlich aus den von diesen Gesteinen stammenden Lösungen ihre SiO₂ entnehmen.

Quarzin wurde von Wetzel (1) auch zusammen mit Chalcedon in einem Geschiebe von verkieseltem Holz bei Holtenau (Holstein) gefunden, ebenso von Hein (9) zusammen mit Lutecit in Mediterrankalken von Kolozvár (Ungarn).

Lussatit fand Mallard auch in Gesellschaft des bläulichen Opals von Tresztyan in Siebenbürgen und in Opal von den Färoer. Bei Bojano-

¹⁾ Deren Temperatur und Druck oberhalb ihres kritischen Punktes liegt.

²⁾ Als obere Grenze würde sich 575⁰ ergeben, wenn mit dem Achat zusammen (nicht durch Umwandlung aus β - entstandener) α -Quarz von gleichem Alter vorkommt.

vies nördlich von Zuaim in Böhmen treten ebenso wie nach Barviř in westmährischen Serpentin Opale auf, die auch Lussatit, gewöhnlichen Chalcedon und Lutezit enthalten.

Pseudochalcedon findet sich nach Lacroix (15) auch auf Erzgängen von Châtelaudren (Côtes-du-Nord) und La Poype (Jura) in Lagen mit gewöhnlichem Chalcedon wechselnd; in verkieseltem Oolith des Bathonien von La Selle Bruyère bei St. Amand (Cher), wo er schalenartig die in einen Quarzgranosphärit umgewandelten Oolithkörner umhüllt. — Auch in madagassischem Jura.

Der Feuerstein baut sich nach Wetzel (26) aus Körnern von 1—10 μ Durchmesser auf und enthält zuweilen kleine Sphärolithe mit α parallel der Faserrichtung. Er ist zuweilen, wohl durch organische Substanz, dunkel gefärbt. Eine Übersicht zahlreicher Vorkommen gab H. Hanssen (27). Die Hornsteine sind weniger reine und gröberkörnige Aggregate als die Feuersteine. Die Bildung des Feuersteins in Kalken (der Burlington-Formation) behandelte Tarr (28). Er hält eine Entstehung durch Ausflockung kolloider SiO_2 infolge der Elektrolytwirkung der Meeressalze für wahrscheinlich. Die kolloide SiO_2 sollte dem Meere durch die Flüsse zugeführt, ihre Sedimentation gleichzeitig mit den Carbonaten erfolgt sein. Demgegenüber hat es Dean (18) wahrscheinlich gemacht, daß die Feuersteine, namentlich in den Kalken, epigenetischer Bildung sind. Dieser Ansicht hat sich auch van Tuyl (29) angeschlossen und sie mit guten Gründen belegt.

Literatur.

- (1) Wetzel, 6. Jahresber. niedersächs. Geol. Ver. Hannover, S. 39, 1913.
- (2) Wetzel, Zentralbl. 1913, 356.
- (3) Wold. Voigt, Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1890, 544 und Kristallphysik, S. 964, 1910.
- (4) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 62, 1890.
- (5) Washburn und Navias, Proc. Nat. Ac. Sc. **8**, 1, 1921.
- (6) Wietzel, Zeitschr. f. anorg. Chem. **116**, 71, 1921.
- (7) Michel-Lévy und Munier-Chalmas, Bull. Soc. Min. Fr. **15**, 159, 1892.
- (8) Liebisch und Rubens, S. B. A. 27. XI. 1919, S. 884.
- (9) Hein, N. J. B. B. **25**, 182, 1908.
- (10) Wallerant, Bull. Soc. Min. Fr. **20**, 52, 1897.
- (11) Wallerant in Hintze, Handb. d. Min. I, 1467, 1905.
- (12) Barviř, Sitzgsber. Böhm. Ges. d. Wiss. Prag. März 1893, 10.
- (13) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 62, 1890.
- (14) Slavik, Zentralbl. 1901, 690.
- (15) Lacroix, C. R. **130**, 430, 1900.
- (16) Fenner, Zeitschr. f. anorg. Chem. **85**, 191, 1914.
- (17) Leitmeier, Zentralbl. 1908, 631.
- (18) Dean, Am. Journ. (4) **45**, 411, 1918.

- (19) Nacken, Die Naturwiss. **5**, 269, 1917.
 (20) Cayeux, Contributions à l'étude micrograph. des Terrains sédimentaires. Lille 1897.
 (21) Schalch, Erltrg. Bl. Villingen d. geol. Karte v. Baden, S. 20, 1899.
 (22) Laschtschenko bei K. Schulz, Fortschr. d. Min. **3**, 289, 1913.
 (23) Wülfing, Heidelberger Ber. **20**, 7, 1911.
 (24) Michel-Lévy und Munier-Chalmas, C. R. 24. III. 1890.
 (25) R. E. Liesegang, Zentralbl. 1910, 593; 1911, 497.
 (26) Wetzell, N. J. B. B. **47**, 39, 1922.
 (27) H. Hanssen, Dissert. Kiel, 1901.
 (28) Tarr, Am. Journ. (4) **44**, 409, 1917.
 (29) van Tuyl, Am. Journ. (4) **45**, 449, 1917.
 (30) Rinne, Z. X. **60**, 63, 1924.
 (31) Königsberger und Müller, Zentralbl. 1906, 348.

Opal.

Chem. Zus. $\text{SiO}_2 + x\text{H}_2\text{O}$. Der Wassergehalt schwankt zwischen 1% und 21% ca.; er macht sich bei der selektiven Reflexion im Ultrarot (im Gegensatz zu Kristallhydraten) nach Schaefer und Schubert (1) nicht bemerklich. Wie andere Colloide vermag der Opal verschiedenartige andere Stoffe zu adsorbieren, darunter namentlich auch radioaktive nach Ebler und van Rhy (2).

Morph. Typisch Colloidformen: traubig, nierenförmig, unregelmäßige Spaltenfüllungen, Überzüge auf Wänden und in Drusen, seltener körnig; pulverige, trübweiße Varietäten mögen jenen künstlichen Kieselhydrogelen entsprechen, deren Wassergehalt unter den des van Bemmelschen Umschlagpunktes (vgl. unten) gesunken ist. Auch vielfach in Pseudomorphosen nach Feldspat, Augit und anderen Silikaten. Kohlschütter (3) untersuchte den „topochemischen“ Einfluß auf die Art der Ausbildung.

Koh. Spröde. Bruch muschlig; Schrumpfungsrisse häufig. $H = 5,5$ bis $6,5$; Gallert-artig weiche Massen wurden nach Spezia (4) auf Spalten in Gneiß des Simplon-Tunnels angetroffen (stark gemengt mit Tonerdehydrogel), ferner nach Boeke-Eitel (5) auch auf der Grube Sulphur Bank (Kalifornien). — Dichte in den reinen Varietäten 2,1—2,2.

Opt. Glasglanz bis Wachsglanz. Zuweilen farblos durchsichtig, aber doch nicht optisch leer, vielfach gelblich, bläulich, rötlich. Doppelbrechung in unregelmäßig begrenzten Feldern und Flecken nicht selten. — Brechung wechselnd mit dem Wassergehalt; stets niedrig, was vor Verwechslung mit Kanadabalsam im Schliff schützt.

Hydrophan vor Imbibition	$n_D = 1,266$.	A. Des Cloizeaux (7).
„ nach „	$= 1,406$.	„
Hydrophan von Czerwenitza, trocken	$n = 1,368$.	E. Reusch (8).
„ „ „ mit Wasser gesättigt	$= 1,443$.	„

Hydrophan von Czerwenitza, mit Alkohol gesättigt	$n_D = 1,451$.	E. Reusch (8).
Opal, farblos, irisierend, von Guatemala	$n_D = 1,446$.	A. Des Cloizeaux (7).
„ „ nicht irisierend, „	$n_D = 1,442$.	„
„ „ tiefgelb, „	$n_D = 1,450$.	„
Milchopal, Mähren	$n_{Na} = 1,4536$.	K. Zimanyi (8).
Hyalit	$n_D = 1,4374$.	A. Des Cloizeaux (7).
„	$n_D = 1,4555$.	„
„ , Walsch in Böhmen	$n_{Na} = 1,458$.	K. Zimanyi (25).

Stscheglayew (9) fand, daß beim Eintauchen des Hydrophans in eine Flüssigkeit mit $n = 1,46$ etwa eine Ablenkung der Strahlen nicht stattfand und bestimmte für Hydrophan an Prismen $n = 1,4564$ und $1,4584$.

Rinne (10) fand, daß der Brechungsindex des Opals zwischen -78° und $+58^\circ$ ebenso wie der des Wassers im Maximum annähernd für jene Temperatur erreicht, für welche auch die Dichte des Wassers am größten ist (etwas oberhalb 0°). Nach Washburn und Navias (24) gibt Hyalit im Röntgenogramm deutliche Quarzlinien, Feueropal weniger deutliche, gemeiner und edler Opal kaum Spuren, wie denn auch gealtertes (künstliches) Kieselgel nach Kyropoulos (6) deutliche Spuren von Kristallstruktur zeigt.

Phys. Chem. van Bemmelen (11) beobachtete bei der Entwässerung von Kieselhydrogel (über Schwefelsäure verschiedener Konzentrationen), daß das Verhältnis zwischen Wassergehalt und Wasserdampfdruck sich nicht stetig ändert, sondern daß vom Punkte O, schematische Fig. 27, an (dem „Umschlagspunkte“) der dem Wassergehalt entsprechende Dampfdruck viel langsamer sinkt als vorher und zwar bis zum Punkte O_1 . Zugleich beginnt das Gel vom Punkte O an porzellan- bis kreideweiß zu werden, während es in O_1 wieder klar wird. Zsigmondy (12) hat versucht, diese Erscheinung aus der feinporösen Struktur des Gels zu erklären (Weißwerden durch Ausscheidung von Luft in den Poren). Die Punkte O und O_1 entsprechen nicht chemischen Verbindungen von SiO_2 und H_2O ; ihre Lage wechselt mit der Vorbehandlung des Gels, namentlich seinem Alter; mit zunehmendem Alter verschieben sie sich in Fig. 27 entsprechend den Kurvenzügen I, II, III, IV. Nach der Meinung van Bemmelen's sollte der Kurvenzug IV den „Endfall“ der Alterung vorstellen und in der Tat fand Zsigmondy für Hydrophan den Kurvenzug V. Es bahnen sich so wohl Übergänge zum Quarzglas hinsichtlich des Wassergehaltes an. — Nach Cornu (13) sehr wenig in Wasser mit saurer Reaktion löslich. In heißer Kalilauge löslich; manche schon in gesättigter Lösung von Na_2CO_3 bei gewöhnlicher Temperatur nach Takahashi (14), z. B. Diatomeenschalen, während Spongien-Nadeln fast unverändert bleiben. Im allgemeinen soll durch meta-

somatische Prozesse gebildeter Opal wasserärmer und deutlicher doppelbrechend sein, als solcher organischer Entstehung.

Vork. Der Opal bildet unregelmäßig begrenzte Partien, Schnüre und Adern, auch wohl Pseudomorphosen nach Feldspat, Augit und andern Mineralien in zersetzten Eruptivgesteinen der Trachyt- und Andesitreihe, selten verwandter älterer Massengesteine. Die Substanz des Opals ist oft durch Reste der Gemengteile der genannten Gesteine, auch wohl durch Eisenglanzblättchen oder sehr kleine und unbestimmbare staubförmige Körperchen verunreinigt. — Matte Stellen im auffallenden Lichte, welche

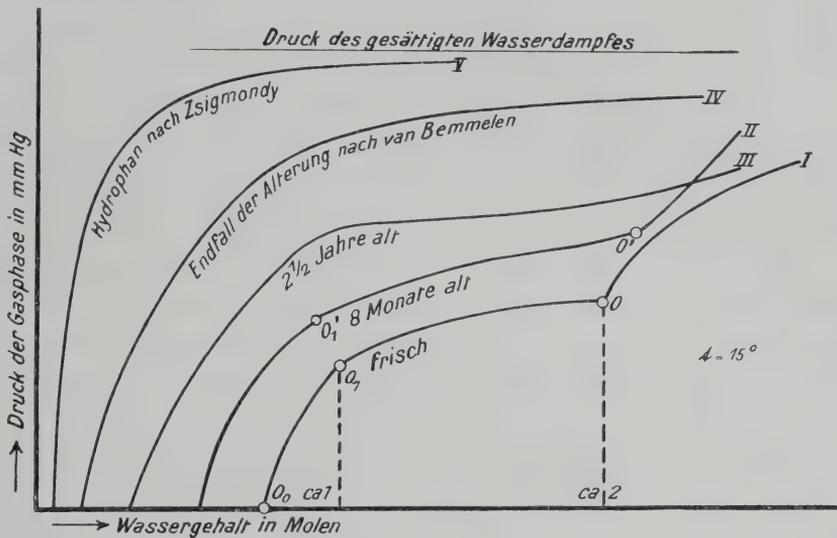


Fig. 27.

Opal. Nach van Bemmelen (schematisch).

auch im durchfallenden Lichte trübe erscheinen, gehören nach Behrens (15) dem Hydrophan an. Sie nehmen Wasser begierig auf, indem sie Luftbläschen ausstoßen, und werden dann vollkommen durchsichtig. Befeuchtet man sie, statt mit Wasser, mit einem Farbstoff (Fuchsin) in wäßriger oder alkoholischer Lösung, so imbibieren sie sich stark und verlieren nur schwierig die angenommene Farbe durch Behandlung mit kochendem Alkohol.

Wenn, wie das nicht eben selten ist, der Opal innerhalb der Gesteine oder auf Klüften derselben die Kugelform annimmt, wie im Hyalit, so zeigt er oft sehr schön im parallelpolarisierten Licht das Interferenzkreuz der amorphen sphärischen Substanzen mit zentripetaler Verdichtung. Max Schultze (16) gab bereits an, wie man durch schichtenweises Auftragen von Collodium oder Firnis auf ein Glaskügelchen die Erscheinung künstlich nachahmen könne.

Auch die oft recht energische Doppelbrechung, welche zumal die edleren Varietäten des Opals gelegentlich zeigen, ist durch Spannungen bedingt, welche durch das ungleichmäßige Eintrocknen der Kieselgallerte erzeugt sein dürften. — Das schöne Farbenspiel des edlen Opals wurde von Brewster (17) durch das Vorhandensein reihenförmig gruppierter Hohlräume erklärt, deren wechselnde Dimensionen die verschiedenen Farben erzeugen sollten. E. Reusch (8) bemerkte, daß die Farben beim edlen Opal und Hydrophan im auffallenden und durchfallenden Lichte komplementär seien und erklärte dieselben durch die Annahme von Sprüngen, welche den Platten parallel oder wenig zu ihrer Oberfläche geneigt seien und wie dünne Blättchen wirkten. — Behrens (15) konnte keine Hohlräume an den von ihm untersuchten Opalen auffinden und erklärte die Farben durch dünne Lamellen eines Opals von abweichendem Brechungsexponenten, welche dem normalen Opal eingelagert seien. Trotzdem ist wohl anzunehmen, daß das Irisieren durch Sprünge, Entstehung dünner Häutchen und Interferenz an ihnen zustande kommt, der blaue Lichtschein aber („Opaleszenz“) auf Beugung beruht.

Der Opal ist, wie fast alle Colloide, wenig beständig und daher meist geologisch jung und als ursprünglicher Gemengteil älterer Gesteine, namentlich kristalliner Schiefer, unbekannt, teilweise oder vollständige Umwandlung von Opal-Kugeln,-Überzügen usw. in zuckerkörnigen Quarz, Chalcedon usw. sind daher zumal in Thermen öfter beobachtet.

Als Zersetzungsprodukt von Eruptivgesteinen durch heiße Wasser ist er sowohl in basischen wie namentlich in sauren vulkanischen Gesteinen sehr verbreitet, auch als Sinter heißer Quellen. Dahin gehören die eigentlichen Opale vom edlen Opal und dem wasserhellen Hyalit bis zum gemeinen Opal. Letzterer enthält meist stärkere Beimengungen fremder Stoffe (z. T. Adsorptionen) und ist öfter mit Tridymit vergesellschaftet, der aber nach Hein (19) nicht als Neubildung in ihm vorkommt, dagegen öfter von ihm umschlossen ist (sehr schön in Blasenräumen des Trachyts von Simar, Anatolien) (Taf. VIII, Fig. 4). — Neues Licht auf die Entstehungsweise solcher Massen amorpher SiO_2 wirft vielleicht die Beobachtung von Shipley (20), wonach amorphe (merklich wasserfreie aber schwefelhaltige) SiO_2 an zahlreichen Fumarolen in dem großen Aschenfelde des Katmai in Alaska bei seiner großen Eruption im Juni 1912 wahrscheinlich durch Zersetzung von SiF_4 entstanden sind.

Die bei der gewöhnlichen Verwitterung der Silikate frei werdende Kieselsäure bleibt vielfach als negativ geladenes Gel im Gemenge mit dem ebenfalls chemisch schwer beweglichen und positiv geladenen Tonerdegel an Ort und Stelle liegen und bildet mit ihm Tone (die meistens noch mit anderen Zersetzungsrückständen gemengt sind und weitere

Fremdstoffe durch Adsorption aufnehmen können). In dieser Form erscheint Kieselhydrogel daher auch in den detritischen Sedimenten, erfährt hier aber bei deren Diagenese in den rein tonigen langsamer, in den mehr sandigen rascher eine Umbildung in kristalline Varietäten der SiO_2 , namentlich in Chalcedon. Dieser erscheint daher öfter als Bindemittel in Sandsteinen, Grauwacken usw.¹⁾ In den älteren Sedimenten ist er zuweilen in äußerst feinkörnigen Quarz verwandelt (erkennbar an der Dichte, weniger an der Doppelbrechung).

Als organische Bildung in den Hartteilen mancher Tiere und Pflanzen (Spiculae von Schwämmen, Kieselpanzer von Diatomeen, Tabaschir in den Internodien des Bambus u. a.) z. T. Schichten bildend als Kieselgur, Polierschiefer, als Menilitknollen, oder auch in kleinen wenige μ großen Kügelchen, wie sie Randoïn (22) im Pariser Becken beobachtete. Auch hier nur in den rezenten noch unverändert, in etwas älteren (Tertiär, Kreide) z. T. als Feuerstein konkretionär gehäuft, in den paläozoischen Kieselschiefern vollständig in Chalcedon verwandelt. Die Umwandlung in Quarz wurde von Spezia (21) auch künstlich (bei 280–300°) bewirkt.

Literatur.

- (1) Schaefer und Schubert, Zeitschr. f. Phys. **7**, 315, 1921.
- (2) Ebler und van Rbyn, Zeitschr. f. anorg. Chem. **119**, 135, 1921.
- (3) Kohlschütter, Zeitschr. f. anorg. Chem. **105**, 1, 1919.
- (4) Spezia, Atti R. Acc. Torino, **34**, 705, 1899.
- (5) Boeke-Eitel, Grundlagen d. phys.-chem. Petrogr. 1923, S. 426.
- (6) Kyropoulos, Zeitschr. anorg. Chemie, **99**, 197, 1917.
- (7) Des Cloizeaux, Man. de Min. I, 22, 1862.
- (8) E. Reusch, Pogg. Ann. **124**, 431, 1865.
- (9) Stschecklayew, Wiedem. Ann. Phys. **44**, 325, **45**, 745, 1898.
- (10) Rinne, N. J. B. B. **39**, 400, 1914.
- (11) van Bemmelen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **13**, 233, 1897; **20**, 185, 1899; **59**, 225, 1908; **62**, 1, 1909.
- (12) Zsigmondy, Kolloidchemie, 1918, S. 231.
- (13) Cornu, T. M. P. M. **24**, 417, 1905.
- (14) Takahashi, Science Rep. Tohoku Imp. Univ. Ser. III, **1**, 1, 1921.
- (15) Behrens, S. W. A. I, Abt. **44**, 1891.
- (16) Max Schultze, Verhdl. naturhist. Ver. Rheinld.-Westf. **18**, 69, 1861.
- (17) Brewster, Edinburgh New Phil. Journ. **38**, 385, 1845.
- (18) Gürich, N. J. B. B. **14**, 472, 1901.
- (19) Hein, N. J. B. B. **25**, 190, 1908.
- (20) Shipley, Am. Journ. **200**, 145, 1920.
- (21) Spezia, Atti R. Acc. Torino, **33**, 289, 1898 und **37**, 393, 1902.

¹⁾ Indessen beschreibt z. B. Gürich (18) auch Edelopal als Bindemittel und Versteinerungsmaterial der Sandsteine von den White Cliffs, N. S. Wales, Herzenberg (23) von Sekenke (D. Ost-Afrika), sog. Opalsandsteine.

(22) Randoïn, C. R. **172**, 1046, 1921.

(23) Herzenberg, Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, **29**, 146, 1920.

(24) Washburn und Navias, Proc. Nat. Ac. Sc. **8**, 1, 1922.

(25) Zimanyi, Z. X. **22**, 327, 1894.

Tridymit.

Chem. Zus. SiO_2 .

Morph. Dimorph oder Trimorph.

1. Bei gewöhnlicher Temperatur rhombisch, pseudohexagonal (α -Trid.).

0,5774 : 1 : 0,9544 Mallard (1).

2. Oberhalb 117° hexagonal (β -Trid.).

$c = 1,6530$ vom Rath.

Die Form 1. bildet bei gewöhnlicher Temperatur Paramorphosen nach 2., indem sich die Winkel beim Übergang von 2. in 1. nur sehr wenig ändern. Die Deutung der hexagonalen Kristalle ist folgende (0001), (1010), (1011), [im Simartal in Kleinasien nach Leitmeier (31) herrschend gegenüber (1010)], (1120) (klein); meist sehr dünne Täfelchen nach (0001) von hexagonalem, zuweilen auch gerundetem Umriß. — Zwillinge und Drillinge nach (1016) sehr häufig, vielleicht auch solche nach (3034).

$$0001 : 10\bar{1}1 = 62^\circ 21'. \quad 0001 : 10\bar{1}6 = 17^\circ 39'.$$

Bei Zwillingen nach (1016) neigen die Basisflächen unter $35^\circ 18'$, bei Drillingen also unter $70^\circ 36'$, bei Zwillingen nach (3034) unter $69^\circ 52'$ zueinander, sodaß bei Drillingsbildung jedesmal nach den abwechselnden Flächen von (1016) durchaus Tetraeder-ähnliche Gebilde entstehen können.

Die gesteinsbildenden Tr. haben meist mikroskopische Dimensionen und treten kaum je in isolierten Individuen auf; Aggregate von sog. Dachziegelform sind aber wohl stets pseudomorphosiert durch Cristobalit (vgl. S. 212).

Koh. Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar¹⁾; Bruch muschlig. — $H = 6,5$. — $d = 2,213$ nach Day und Gen. (3), 2,270 nach Fenner (4) bei 27° und bezogen auf Wasser von 27° .

Opt. v. Lasaulx (2) und Max Schuster (5) schlossen aus dem Verhalten basaler Plättchen, daß der α -Tridymit nicht hexagonal, sondern mimetisch sei, aufgebaut aus monoklinen oder triklinen Individuen, die zwillingsartig nach einem Prisma von nahezu 60° verbunden seien. Mallard (1) bestätigte ersteres und ermittelte für die nach ihm rhombischen

¹⁾ Die von v. Lasaulx (2) an klaren Kristallen nach dem Behandeln mit kochender Kalilauge beobachteten Risse nach zwei Umrißlinien sind wahrscheinlich nur Spuren der Zwillingsgrenzen.

Individuen $\frac{\beta + \gamma}{2} = 1,477 \text{ Na}$, $\Delta = 0,00185$. Fenner (4) fand $\alpha = \beta = 1,469$, $\gamma = 1,473$, Mügge (7), als mittleren Brechungsindex $1,478 \text{ Na}$, $\gamma - \alpha = 0,0036$.

Spitze positive Bisektrix senkrecht (001); Ebene der optischen Achsen \parallel (100) (Mallard), $2E = 66^\circ$, $2V = 43^\circ$ an Kristallen vom Puy du Capucin. Fenner fand die Ebene der optischen Achsen senkrecht zu einer Umrißlinie, $2E = 58,6^\circ$, $2V = 35,5^\circ$. Die pseudohexagonale Zwillingsbildung macht sich in Schnitten etwas schräg zu (001) wegen der Kleinheit von $2V$ zwischen gekreuzten Nicols nur wenig bemerklich.

Phys.-Chem. Umwandlung $\alpha \rightleftharpoons \beta$. A. Merian (42) wies nach, daß die Täfelchen nach (0001) durch Erwärmen isotrop, beim Abkühlen wieder doppelbrechend werden. Mallard (6) erkannte, daß die optische Einachsigkeit bei 130° eintritt und der Tr. dann bis zur höchsten erreichbaren Temperatur unverändert bleibt, die neu entstandene Modifikation also nicht etwa Quarz ist (der bei hoher Temperatur trüb weiß wird). Später bestimmten Shepherd und Rankin (8) die Temperatur der Zustandsänderung $\alpha \rightarrow \beta$ zu 120° ; Fenner (9) endlich fand auf der Erhitzungskurve zwei Knickpunkte, den ersten bei 117° , hier wird der Tr. schon optisch einachsigt (und hexagonal), den zweiten bei 163° , er bewirkt keine merkliche optische Änderung mehr und konnte auch beim Abkühlen nicht gefunden werden. An Kristallen von der Blauen Kuppe konnte Ramdohr (10) optisch auch nur eine Umwandlung erkennen; bei steigender Temperatur bei $144 \pm 3^\circ$, bei fallender bei 122° . — Die Umwandlungserscheinungen beginnen nach Mügge (7) mit einer Verschiebung der Zwillingsgrenzen im α -Tr., die nach der wahrscheinlich irrationalen Lage der Gleitfläche auf höchstens monokline Symmetrie hinweist. Die Doppelbrechung vermindert sich beim Übergang $\alpha \rightarrow \beta$; nach Erreichung der hexagonalen Symmetrie sind unstetige Änderungen nicht mehr zu bemerken.

Umwandlung Tridymit \rightleftharpoons Cristobalit. Die Umwandlung β -Tridymit in β -Cristobalit erfolgt nach Fenner (9) bei $1470 \pm 10^\circ$. Auch diese Umwandlung ist umkehrbar, verläuft aber selbst bei Zusatz von Natriumwolframat sehr langsam.

Umwandlung Tridymit \rightarrow Quarz beobachtete schon Hautefeuille (11), als er die Temperatur in einer Schmelze von Natriumwolframat in der bei 1000° Tridymit ausgeschieden war, mehrfach bis auf 750° sinken ließ. Eine solche Umbildung, und zwar unter Erhaltung der Struktur des Tridymit, also unter Bildung von Pseudomorphosen, liegt nach Lacroix (12) in dem „quartz globulaire“ („Netzquarz“) hetero-

gener Einschlüsse des Vesuv vor. Auch P. Geijer (13) möchte den sog. Netzquarz des Quarzporphyrs von Osterjö für pseudomorph nach Tridymit halten. Da die Umwandlungstemperatur Quarz \rightarrow Tridymit mit dem Drucke steigt (Fenner schätzt etwa um $0,2^\circ$ pro Atmosphäre), können auch Pseudomorphosen von Tridymit nach Quarz entstehen, wenn in der Tiefe gebildeter Quarz bei fast gleich bleibender Temperatur an die Oberfläche kommt¹⁾.

Umwandlung Tridymit \rightarrow Cristobalit erfolgt nach Fenner bei 1470° . Nach dem Vorkommen von Pseudomorphosen von α -Cristobalit nach α -Tridymit an der Blauen Kuppe bei Eschwege u. a. Orten²⁾ ist die Instabilität von α -Tridymit bei niedriger Temperatur größer als jene von α -Cristobalit.

Bei der Trägheit, mit der die Umwandlung von Quarz in Tridymit und Cristobalit und umgekehrt verläuft, ist es nicht überraschend, daß vielfach die Bildung instabiler Phasen zu beobachten ist. So fand Fenner (9) noch nach 43stündigem Erhitzen gefällter SiO_2 in derselben Schmelze alle drei nebeneinander. Auch wenn die Reaktion schnell verläuft, wie es im gasförmigen Zustand der Fall sein kann, wird oft kein vollkommenes Gleichgewicht erreicht (z. B. in Fumarolen).

Schmelzpunkt nach Ferguson und Merwin (15) bei $1670 \pm 10^\circ$ (nach Fenner's Diagramm bei 1500°).

In kochender Sodalösung löslich. Lösungsgeschwindigkeit in HF erheblich größer als bei Quarz.

Künstl. Darstellung. Day und Gen. (3) stellten fest, daß SiO_2 -Glas sich bei Temperaturen unterhalb 760° mit Hilfe von Katalysatoren in Quarz verwandelt, oberhalb 800° dagegen in Tridymit, beim Erhitzen über 1000° schon in kurzer Zeit. — Bei der Herstellung der Quarz- (sog. Dinas-) Ziegel wird ein Teil des Quarzes zu Glas, das zu Tridymit (Taf. VIII, Fig. 5) und in den heißeren Teilen der damit gemauerten Öfen auch zu Cristobalit kristallisiert, wie bereits Mallard (1) mitteilte; genauere Beschreibungen gaben Holmquist (36) und Mügge (7). In den Muffeln von Zinköfen fanden Schulze und Stelzner (41) Tr. neben Zinkspinell und Willemit.

Aus schmelzflüssiger Lösung stellte G. Rose (32) Tridymit in Kristallen dar, indem er Kieselsäure oder Silikate in Phosphorsalz oder Borax auflöste; das sog. Kieselskelett, das sich dabei bildet, besteht aus Tridymit. Hautefeuille (37) erhielt Tridymit nach denselben Methoden

¹⁾ Endell und Rieke sind der Ansicht, daß die beim Erhitzen ohne Mineralisatoren entstehende Modifikation nicht Tridymit, sondern Cristobalit ist.

²⁾ Im Auganit von Tuscan Springs Calif. nach Rogers (14).

wie Quarz, aber bei höheren Temperaturen (in schmelzendem Silber); H. Le Chatelier (38) beobachtete bis mehrere Zentimeter große Kristalle in langsam gekühltem Kristallglas.

Aus wäßriger Lösung erhielt Bruhns (39) Tr., als er Flußsäure bei 300° im Platinrohr auf Orthoklas einwirken ließ. — Fenner (4 und 9) wiederholte Versuche von Baur und von Chrustschoff, bei denen Tridymit auf nassem Wege gebildet sein sollte, aber stets mit negativem Ergebnis. Auch Koenigsberger und Müller (43) gelang die hydrothermale Bildung nicht, während Schlaepffer und Niggli (40) aus wäßrigen Lösungen bei 470° allerdings Kristalle erhielten, die sie für Tridymit ansprachen.

Vork. Der Tridymit ist ein vorwiegend vulkanisches Mineral; er bildet einen nicht seltenen Gemengteil der Liparite, Trachyte und Andesite. G. vom Rath (16) entdeckte ihn in den Spalten und Drusen eines Augitandesits von San Christobal bei Pachuca in Mexiko, Fr. Sandberger (17) unter denselben Verhältnissen bald darauf im Trachyt des Drachenfels und von Mont Dore-les-Bains, A. v. Lasaulx in zentralfranzösischen Trachyten und in demjenigen von Mount Tardree in Irland, A. Streng (18) im Porphyrit vom Waldböckelheim.

Zweifelloos pneumatolytischer Entstehung war auch wohl das massenhafte Vorkommen vom Vulcano, der nach Baltzer (19) am 7. September 1873 drei Stunden lang eine schneeweiße aus Tridymit bestehende Asche auswarf, die ringsum die Insel bedeckte, im Norden 3—4 cm hoch. Doelter (20) beschrieb die von vom Rath aufgefundenen Tridymite im Augitandesit von Gerenczes in der Hargitta (Siebenbürgen), Verbeek (21) aus dem Andesit des Krakatau, Daubrée (22) aus den zeolithisierten Ziegeln der Wasserleitung von Plombières, Vélain (23) aus trachytischen Gesteinen von Aden, Zirkel (24) wies seine weite Verbreitung in Gesteinen nach. Nach Lacroix (25 und 28) ist die Glasmasse der Tuffblöcke des Andesits von Thera (Santorin) fast ganz in Tridymit verwandelt, und auch an der Montagne Pelée scheint er in quarzhaltigen wie quarzfreien Gesteinen nach Lacroix (26) nicht als Ausscheidung aus Schmelzfluß, sondern durch die Einwirkung hoch erhitzter Dämpfe auf das saure Gesteinsglas entstanden zu sein; nach Lacroix (44) anscheinend ähnlich auch (neben schriftgranitischen Quarzfeldspatdurchwachsungen) in Basalten Islands, während ihn A. Young (27) als einen wichtigen Gemengteil in den Grundmassen von Laven des Cotopaxi-Gebietes auffaßte. Lacroix (12) beobachtete ihn auch in den Einschlüssen am Vesuv, er ist auch hier nicht direkt aus Quarz entstanden, sondern aus Glas desselben. Dasselbe gilt von den Quarzeinschlüssen im Rhyolith von Vulcano und nach Stella-Starrabba (29) von solchen

der Ätna-Laven. Unter den Fumarolen-Produkten der Blauen Kuppe bei Eschwege ist er nach Ramdohr (10) fast stets in Cristobalit verwandelt, reichlicher ist er dort nach H. Rose und Mügge in eingeschmolzenem Kieselschiefer, dagegen fehlt er in Einschlüssen von buntem Sandstein.

Ebenfalls aus Feldspatbasalt, der aber auch kleine Mengen Quarz in Verwachsung mit nicht verzwilligtem Feldspat (also anscheinend nach Art der Quarzdiabase?) enthält, beschreibt Lacroix (47) Tridymit vom Hafnefjord auf Island.

Wie mit Quarz und Cristobalit kennt man Tridymit auch zusammen mit Opal, z. B. in schönen Kriställchen (Taf. VIII, Fig. 4) auf den Wandungen der mit Opal erfüllten Hohlräume des Trachyts vom Simartal (Anatolien) nach Leitmeier (31); sie sind wahrscheinlich hydrothermalen Entstehung, und dem Vorkommen in den warmen Quellen von Plombières vergleichbar, wo die Temperatur nur 73° beträgt. Eine früher von G. Rose (32) angenommene Bildung in Opal hat dagegen nach Hein (45) nicht stattgefunden.

Daß die großen und etwas trüben Tridymite von San Pietro Montagno (Euganeen) durch Quarz pseudomorphosiert sind, wurde schon von Mallard (1) erkannt; H. H. Thomas (33) beobachtete dies auch an Einschlüssen in Tholeiiten von Mull, Lacroix (46) auch im Trachyt von Ankaratra, Madagaskar.

Die zufällige Bildung von Tr. beim Brand von Korndiemern beobachtete Vélain (34) und in einem durch Blitzschlag geschmolzenen Dachschiefer glaubt ihn Schwantke (35) erkannt zu haben.

Literatur.

- (1) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 168, 1890.
- (2) v. Lasaulx, Z. X. **2**, 259, 1878.
- (3) Day und Gen., T. M. P. M. **26**, 181, 1907.
- (4) Fenner, Zeitschr. f. anorg. Chem. **85**, 158, 1914.
- (5) M. Schuster, T. M. P. M. **1**, 71, 1878.
- (6) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 70, 1890.
- (7) Mügge, N. J. 1916 II, 13.
- (8) Shepherd und Rankin, Zeitschr. f. anorg. Chem. **71**, 53, 1911.
- (9) Fenner, Zeitschr. f. anorg. Chem. **85**, 140, 1914.
- (10) Ramdohr, Jahrb. d. preuß. geol. Land. für 1919, S. 324.
- (11) Hautefeuille, C. R. **86**, 1914, 1878.
- (12) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **31**, 335, 1908.
- (13) Geijer, nach N. J. 1914 I, — 228 —.
- (14) Rogers, Am. Journ. (4) **45**, 222, 1918.
- (15) Ferguson und Merwin, Am. Journ. (4) **46**, 419, 1918.
- (16) vom Rath, Pogg. Ann. **133**, 507 und **135**, 437, 1868.
- (17) Sandberger, N. J. 1868, 466 und 723.
- (18) Streng, T. M. M. 1871, 47 und N. J. 1872, 266.

- (19) Baltzer, N. J. 1885, 316 und 1876, 13.
 (20) Doelter, Verhdl. K. K. Geol. Reichsanst. 1876, 331.
 (21) Verbeek bei vom Rath, Z. X. **10**, 174, 1885.
 (22) Daubrée, Bull. Soc. Géol. Fr. **4**, 523, 1877.
 (23) Vélain, Description Géol. presqu' île d'Aden. Paris 1876.
 (24) Zirkel, Pogg. Ann. **140**, 492, 1870.
 (25) Lacroix, C. R. **125**, 1189, 1897.
 (26) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **28**, 56, 1905.
 (27) A. Young, Dissert. Berlin 1902, S. 195.
 (28) Lacroix, Enclaves des roches etc. Mâcon 1893, 115.
 (29) Stella-Starrabba, Centralbl. 1911, 627.
 (30) Herm. Rose und Mügge, Centralbl. 1921, 91.
 (31) Leitmeier, Centralbl. 1910, 561.
 (32) G. Rose, S. B. A. 1869, 451.
 (33) H. H. Thomas, Q. J. G. S. **78**, 229, 1922.
 (34) Vélain, Bull. Soc. Min. Fr. **1**, 113, 1878.
 (35) Schwantke, Centralbl. 1904, 87.
 (36) Holmquist, Geol. För. Förh. **33**, 245, 1911.
 (37) Hautefeuille, C. R. **86**, 1133, 1878.
 (38) H. Le Chatelier, Bull. Soc. Min. Fr. **39**, 121, 1916.
 (39) Bruhns, N. J. 1889 II, 64.
 (40) Schläepffer und Niggli, Zeitschr. f. anorg. Chem. **87**, 79, 1914.
 (41) Schulze und Stelzner, N. J. 1881 I, 120.
 (42) A. Merian, N. J. 1884 I, 193.
 (43) Königsberger und Müller, N. J. B. B. **44**, 432, 1921.
 (44) Lacroix, C. R. **177**, 369, 1923.
 (45) Hein, N. J. **25**, 190, 1908.
 (46) Lacroix, Min. de Madagascar I, 220, 1922.
 (47) Lacroix, C. R. **177**, 369, 1923.

Tachhydrit.

Chem. Zus. $\text{CaCl}_2 \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, mit geringen Mengen Fe^{II} statt Mg nach Kling (1).

Morph. Rhomboedrisch-hemiedrisch, $c = 2,112$, (Kling, 1) ermittelt an Spaltstücken mit

$$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1 = 106^\circ 30'.$$

Körnige, spätige Massen, mit Zwillingslamellen, deren Orientierung noch nicht festgestellt ist.

Koh. Ausgezeichnete Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}1)$. $H = 2$. $d = 1,664$ Absonderung nach den eingelagerten Zwillingslamellen.

Opt. Auf frischen Spaltflächen Glasglanz; wasserhell, gelblich, rötlich. Diese Färbungen rühren ähnlich wie bei Carnallit von Einschlüssen von Eisenchloridlösung und von Eisenoxyd her. (Kling 1). Zuweilen Feueropal ähnlich.

$$\varepsilon = 1,5128; \omega = 1,5215; \Delta = -0,0087. (\text{Na?})$$

Durch die höhere Lichtbrechung vom Loewit unterscheidbar.

Phys.-Chem. Schmilzt bei 120° inkongruent zu einem Gemenge von $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{MgCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} + \text{Lösung}$; zerfließt an der Luft. Geschmack scharf bitter. — Untere Grenze der Bildungstemperatur aus gemischten Lösungen von CaCl_2 und MgCl_2 nach van't Hoff und Kenrick (2) bei 22° ; sie wird durch die Gegenwart anderer Salze wenig beeinflusst. Bei niedriger Zimmertemperatur (unterhalb 22°) zerfällt daher T. an der Luft in $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ und $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; aus dem letzteren und etwa vorhandenem Sylvin entsteht dabei Carnallit. T. kann auch entstehen aus Mischungen von MgCl_2 und CaSO_4 , indem sich zunächst CaCl_2 -Laugen bilden.

Künstl. Darstellung. Erhalten von de Schulten (3) durch Eindampfen einer Lösung von Chlormagnesium mit überschüssigem Chlorcalcium auf dem Wasserbad.

Vork. Nur bekannt aus den deutschen Meeressalzlagerstätten. Bei Staßfurt als sekundäre Bildung wohl im Zusammenhang mit der des Kainit, den er fast stets begleitet. Auch beobachtet an der Asse bei Vienenburg und auf Douglashall bei Westeregeln. Dann namentlich auf den Lagerstätten der Mansfelder Mulde nach Kling (1) in der oberen Carnallitregion (Halitcarnallit) in feiner Verteilung als kleine Knöllchen. Hie und da in gröber kristallisierten Nestern, auch in dünnen Adern. Begleiter sind hier außer Steinsalz und Anhydrit auch Carnallit, Kieserit und Sylvin. Zusammen mit letzterem scheint der T. aus Carnallit sekundär gebildet.

Literatur.

- (1) Kling, Dissert. Halle, 1913; auch Centralbl. 1915, 44.
 (2) van't Hoff u. Kenrick, S. B. A. 1897, 508.
 (3) de Schulten, C. R. 111, 30, 1890.

Rinneit.

Chem. Zus. $3\text{KCl} \cdot \text{NaCl} \cdot \text{FeCl}_2$ nach Boeke (1 und 4). Keine isomorphe Vertretung von K und Na nach Rinne und Kolb (2).

Morph. rhomboedrisch-hemiedrisch, $c = 0,5766$ (Boeke) (an künstlichen Kristallen). $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}1)$; Kristalle Rhombendodekaederähnlich, sehr selten, fast stets nur grobkörnige Massen.

$$10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 57^{\circ} 22'.$$

Koh. Spaltbarkeit nach $(11\bar{2}0)$ wenig vollkommen, aber u. d. M. deutlich; sehr splittrig. $H = 3$. — $d = 2,347$.

Opt. Wasserklar, auch rosig und violett, aber an der Luft schnell gelbbraun anlaufend. Starker, oft seidenartiger Glanz. — Doppelbrechung sehr schwach, positiv, mit auffallend starker Dispersion, Dünnschliffe geben stahlblaue Interferenzfarben I. Ordnung, grün II. Ordnung, während blau und gelb hier fehlen.

$\varepsilon = 1,5842$	$\omega = 1,5836$	$\Delta = + 0,0006$ Li
— 1,5894	— 1,5886	— 0,0008 Na
— 1,5939	— 1,5930	— 0,0009 Tl.

Danach ist $N < 2,7$.

Phys.-Chem. Leicht löslich in Wasser; Geschmack stark zusammenziehend (nach Tinte). Das FeCl_2 läßt sich mit absolutem Alkohol ausziehen, während KCl und NaCl ungelöst zurückbleiben (Boeke 4). Nach Boeke liegt die Bildungstemperatur im System $\text{KCl} - \text{NaCl} - \text{FeCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ oberhalb $26,4^\circ$. Beim Vermischen von 1 Rinneit mit $4\text{H}_2\text{O}$ entsteht ein harter Kuchen eines Gemenges von NaCl, KCl und $\text{FeCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, der sich erst oberhalb $26,4^\circ$ in Rinneit + gesättigte Lösung verwandelt. — Schmilzt im Röhrchen zu einer braunen Flüssigkeit.

Die künstliche Darstellung des Rinneit aus wässriger Lösung auf Grund seines Löslichkeitsdiagramms gelang Boeke (6).

Vork. Bei Wolframshausen (unweit Nordhausen) in grobkörnigen Massen als konkordante, aber wahrscheinlich epigenetische Einlagerung in Anhydritsartsalz (Sylvin + Steinsalz + Anhydrit) (vielleicht in Gegenwart reduzierender Stoffe, jedenfalls unter Luftabschluß gebildet). Auf der Hildesia ebenfalls in Hartsalz nach Boeke (4) und O. Schneider (3). Nach Boeke (5) auch gefunden in Salzetfurth und nach Rinne und Kolb (2) auch in Riedel bei Hänigsen (Celle, Hannover). Im ganzen jedenfalls recht selten, entsprechend dem geringen Gehalt der deutschen Meeressalzablagerungen an Eisen.

Literatur.

- (1) Boeke, Centralbl. 1909, 72.
- (2) Rinne und Kolb, Centralbl. 1911, 337.
- (3) O. Schneider, Centralbl. 1909, 503.
- (4) Boeke, N. J. 1909 II, 22.
- (5) Boeke, N. J. 1911 I, 48.
- (6) Boeke, S. B. A. 22. April 1909.

Chlormanganokalit, $4\text{KCl} \cdot \text{MnCl}_2$ in den Auswurfsblöcken des Vesuv von 1906 ist dem Rinneit geometrisch und physikalisch ähnlich. Zum Teil pseudomorphosiert durch Fe_2O_3 (Johnston-Laevis und Spencer, Min. Mag. 1908, 15, 54. Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. 30; 219, 1907).

Koenit.

Chem. Zus. $2\text{MgCl}_2 \cdot 3\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{aq.}$ nach (Rinne 1).

Morph. rhomboedrisch-hemiedrisch. Achsenverhältnis unbekannt; schlanke Skalenoeder, deren Kombinationskanten mit (0001) Winkel von 152° und 88° untereinander einschließen, entsprechend einer Form ($\bar{1}4\bar{3}$ i). Zuweilen auch steile Rhomboeder, meist aber nur tonnenförmige Gestalten.

Koh. Spaltbarkeit höchst vollkommen nach (0001); äußerst mild, Die Spaltblättchen unter Translation nach (0001) sehr leicht biegsam. $H < 1$. — $d = 1,98$.

Opt. Rot durch eingelagerte Blättchen von Eisenglanz. Starke positive Doppelbrechung. Nach 14tägigem Behandeln mit kaltem Wasser noch optisch einachsig, jetzt aber schwach negativ.

Phys.-Chem. Zerfällt beim Kochen in Wasser in dünne Spaltblättchen, die nach längerem Kochen frei von Cl werden und bei 60° getrocknet die Zusammensetzung $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ haben. Nach längerem Kochen in konzentrierter Salmiaklösung hat der Rückstand die Zusammensetzung $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Dabei haben die Blättchen auch jetzt noch ihre Form behalten, sind aber nur schwach und zwar negativ doppelbrechend; dieser Charakter bleibt auch noch erhalten, wenn durch Glühen sämtliches Wasser entfernt wird.

Die ursprünglichen Blättchen blättern sich beim Erhitzen auf und verlieren die rote Farbe (indem das Fe_2O_3 anscheinend durch Cl zerstört wird).

Vork. Auf Klüften des Salztons im Zechsteinsalz von Volpriehausen im Solling vielfach Krusten bildend, zusammen mit violettem Anhydrit und rotem, stellenweise fasrigem Carnallit, auch vielfach durchwachsen von Steinsalz. Erdmannsdörffer (2) beschrieb das Vorkommen vom Kaliwerk Glückauf-Sarstedt bei Hannover; hier in farblosen blättrigen Aggregaten im grauen Salzton. — Zimmermann (3) gibt an, daß K. im Salzton und Hauptanhydrit vielfach zu sehen sei, auch bilde er sich an Aufschlüssen neu.

Literatur.

- (1) Rinne, Centralbl. 1902, 493.
- (2) Erdmannsdörffer, Centralbl. 1913, 449.
- (3) Zimmermann, „Kali“ 2, Heft 23, 1908.

Gruppe der rhomboedrischen Karbonate.

Zu den gesteinsbildenden rhomboedrischen Karbonaten gehören

Kalkspat CaCO_3	Dolomit CaMgC_2O_6
Bitterspat MgCO_3	Ankerit CaFeC_2O_6
Eisenspat FeCO_3	

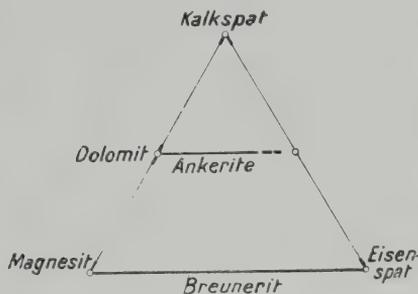


Fig. 28.

Die Grenzen der Mischbarkeit dieser Glieder gibt schematisch Fig. 28 nach Redlich (Fortschritte d. Min. **4**, 40, 1914), wobei die starken vollen Linien Mischbarkeit bedeuten, die feinen Nichtmischbarkeit.

Kalkspat.

Chem. Zus. CaCO_3 ; Ca nur in geringen Mengen durch Mg, Fe, Mn, Co ersetzt; auch auf Dolomit aufgewachsene Kristalle enthielten nach Foote und Bradley (1) nicht mehr als 1% MgCO_3 . Gelegentlich größere Mengen Ba und Pb.

Morph. rhomboedrisch-hemiedrisch, $c = 0,8543$ (Malus)

$$10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 74^\circ 55'; 0001 : 10\bar{1}1 = 44^\circ 36\frac{1}{2}'.$$

Der gesteinsbildende Kalkspat zeigt, da er fast stets eine größere Löslichkeit hat als die ihn begleitenden Gesteinsgemengteile und daher im allgemeinen jünger als diese ist, kaum je Kristallform, sondern bildet Körner, unregelmäßig begrenzte Blättchen und derbe Massen, die die Gestalt der Räume haben, die sie erfüllen; daneben stengliche Aggregate mit paralleler, divergierender oder strahliger Anordnung oder rundliche Aggregate mit konzentrisch-schaligem Bau. — Namentlich bei körnigen Aggregaten ist Zwillingslamellierung nach $(01\bar{1}2)$ sehr verbreitet (Taf. V, Fig. 3).

Koh. Die vollkommene Spaltung nach $(10\bar{1}1)$ liefert zahlreiche und scharfe Spaltrisse (Bd. I, 1, Taf. V, Fig. 2). Fast noch mehr machen sich in den meisten nicht zu feinkörnigen Kalksteinen die durch Gleitung nach $K_1 = (01\bar{1}2)$ mit $K_2 = (0\bar{1}11)$ entstandenen Zwillingslamellen bemerklich (Taf. V, Fig. 3).

Die weite, man kann sagen allgemeine Verbreitung dieser Zwillingslamellierung im körnigen Kalk wies zuerst Oschatz (2) nach. Daß sie künstlich durch Druck hervorgebracht werden kann, zeigte E. Reusch (3) und hatte schon vor ihm Fr. Pfaff (4) und zuerst David Brewster (5) beobachtet. G. Linck (6) fand, daß schon die Erschütterung beim Schleifen in sehr dünnen Präparaten diese Zwillingslamellierung hervorbringt. A. Stelzner (7) sprach es als wahrscheinlich aus, daß auch in den Individuen des körnigen Kalkes diese Zwillingsbildung durch Druck bewirkt sei; daß diese Gesteine beträchtlichem Druck ausgesetzt waren, beweist die sehr verbreitete Krümmung und Biegung der Zwillingslamellen und die Deformation der Körner und ihrer Spaltflächen. Dieselben Deformationserscheinungen beobachteten F. D. Adams und Nicolson (8) und F. Rinne (9) bei Druckversuchen an isländischem Doppelspat. Inostranzeff (10) wies darauf hin, daß man sich dieser Zwillingsbildung zur Unterscheidung des Calcits von den übrigen rhomboedrischen Karbonaten, für welche das nächst stumpfere Rhomboeder keine Gleitfläche ist, bedienen könne, indessen zeigt unter den letzteren auch Eisenspat Lamellierung nach $(01\bar{1}2)$, Dolomit nicht selten solche nach $(02\bar{2}1)$. Die Zwillingsgleitung nach $(01\bar{1}2)$ ist nach Johnsen (11) bei der Temperatur der flüssigen Luft so erschwert, daß der Baumhauersche Versuch nicht mehr gelingt; andererseits bewirkte Erhöhung der Temperatur auf 300 bis 400° in den Versuchen von Adams und Nicolson, daß die Kataklasstruktur der deformierten Teile verschwand und ihre Festigkeit gegenüber den nicht deformierten nicht vermindert wurde.

Absonderung nach den Gleitflächen $(01\bar{1}2)$, zuweilen auch nach $(11\bar{2}0)$ (in sehr stark verzwilligten Kristallen), öfter auch nach (0001) . In den von Mügge (12) untersuchten und auf Taf. VIII, Fig. 6 abgebildeten Kristallen sehr stark gebogener Kalkspat tafeln nach (0001) hat anscheinend auch Translation nach $T = (0001)$ stattgefunden.

$H = 3$, schwankend mit der kristallographischen Orientierung des Ritzes; scheinbar geringer bei Kreide und anderen erdigen Ausbildungsformen (wo dann aber nicht die Kohäsion, sondern nur die Adhäsion der Teilchen feststellbar ist). — $d = 2,714$; von Rinne (13) aus dem Röntgenogramm berechnet zu 2,7101, während nach der gewöhnlichen Methode an ganz klaren Stücken von Island 2,7098 ($t = 17,2^\circ$) gefunden wurde.

Opt. Glasglänzend bis schimmernd und matt je nach Korngröße und Reinheit der Aggregate. Farblos, weiß, in den Kalksteinen auch grau, gelblich, rötlich, bläulich, violett, braun bis schwarz durch mancherlei organische und anorganische Pigmente. Im durchfallenden Lichte farblos, grauweiß, gelblich, bräunlich. — Brechungsindizes nach Dufet (14):

	ω	ε	Δ	
Li . . .	1,65368	1,48433	— 0,16935	
C . . .	1,65440	1,48465	— 0,16975	
D . . .	1,65837	1,48645	— 0,17192	$t = 20^\circ$
Tl . . .	1,66267	1,48842	— 0,17425	
F . . .	1,66785	1,49080	— 0,17705	
H γ . . .	1,67554	1,49434	— 0,18120	

Die Veränderung der Brechung mit der Temperatur verfolgte Marbach (15) zwischen $20-500^\circ$; danach erreicht ω ein Maximum bei 425° , während ε bei 575° noch steigt. Die Dispersion der Doppelbrechung ist gering, $N = + 23,6$. Die sehr starke Doppelbrechung bedingt die rötlichweißen und grünlichweißen Interferenzfarben der höheren Ordnungen (bis IV. in Schliften von nur 0,01 mm Dicke!), das Erscheinen mehrerer Ringe in der Interferenzfigur und namentlich das starke Schwancken der Farbentöne („Perlmutter-Farben“) bei nicht polierten Schliften. Der beträchtliche Unterschied im Relief der Schnitte, je nachdem das Licht sie als ordentlicher oder außerordentlicher Strahl durchläuft, tritt ebenso wie die Absorption $\omega > \varepsilon$ im Dünnschliff auffällig hervor. Schroeder von der Kolk (16) beobachtete im Kalkspat eines Andesits von der Molukken-Insel Buru scheinbaren Pleochroismus mit ω schmutziggelblich, ε farblos, den er durch Annahme submikroskopischer Einschlüsse erklärt, deren Brechungsexponent gleich ε des Kalkspats wäre; im auffallenden Licht tritt, ähnlich wie bei trüben Medien, statt der braunen eine bläuliche Färbung auf.

Die divergentstrahligen Aggregate, welche besonders gern als Verwitterungsbildungen in basischen Silikatgesteinen erscheinen, liefern bei Einstellung der schwachen Objektive auf Punkte, in denen sich Strahlen gleichen Gangunterschiedes schneiden, das Websky-Bertrandsche Interferenzkreuz (Bd. I, 1, Taf. XIV, Fig. 2). — Aus Kalkspat bestehende Oolithkügelchen zeigen zwischen gekreuzten Nicols das Interferenzkreuz der Sphärokristalle (Bd. I, 1, Taf. XIV, Fig. 3). Die an makroskopischen Kristallen bekannt gewordenen Färbungen durch kurzwellige Strahlungen machen sich mikroskopisch nicht bemerklich.

Phys.-Chem. Die Temperatur, bei welcher der Dissoziationsdruck der CO_2 gleich 1 Atm. wird, ist nach Brill (17) gleich 825° ,

nach Hedvall (18) 912° ; es ist bemerkenswert, daß nach Tammann und Page (19) diese Temperatur nicht durch beigemengtes SiO_2 , wohl aber durch Tonerde und Kaolin um 220° erniedrigt wird¹⁾, durch letzteren wenn er vorher durch Erhitzen auf 550° zersetzt war. Nach Sosman und Gen. (20) wird das amorph sich abscheidende CaO bei höherer Temperatur kristallin, sodaß es sich vielleicht um zwei Gleichgewichte bei zwei verschiedenen Temperaturen handelt. Zavriew (21) gibt dagegen an, daß die Zersetzungsspannung des CO_2 erst bei 910° gleich 1 Atm. wird und daß beim Abkühlen auch feste Lösungen zu entstehen scheinen. Schwankungen der Temperatur um die Dissoziationstemperatur unter Verhältnissen, welche ein Entweichen der CO_2 nicht gestatten, erklären die Entstehung deutlicher mikroskopischer Kristalle aus unfühlbar feinem Pulver bei den Versuchen von Boeke (22) und die später von Rinne und Boeke (23) beobachtete Kornvergrößerung im lithographischen Stein von Solenhofen bei Erhitzung auf 1200° unter CO_2 -Druck, die ihr Analogon in der Natur in der Marmorisierung von Kalken in Kontaktzonen haben. Übrigens konnte schon James Hall (24) durch Erhitzen im geschlossenen Rohr Kreidepulver in Marmor verwandeln, Versuche, die schon G. Rose (25) im Verein mit Siemens mit Erfolg wiederholt hatte. — Nach Hedvall und Heuberger (54) findet beim Erhitzen mit BaO schon zwischen 200 und 300° merklicher Übergang von CO_2 vom Kalk zum BaO statt.

Umwandlung und Schmelzung. Nach den Versuchen von Boeke (26) erfährt Kalkspat bei $970 \pm 5^{\circ}$ unter hinreichendem CO_2 -Druck eine umkehrbare Umwandlung in eine wahrscheinlich ebenfalls trigonale Modifikation, die dem Kalkspat jedenfalls sehr nahe steht, da Zwillingslamellen nach (01 $\bar{1}$ 2) bei der Umwandlung und Rückumwandlung nicht verschwunden waren. Dieser Umwandlung entsprechende Wärmetönungen beobachtete auch Eitel (62) (im Boekeschen Apparat) bei der Untersuchung des Systems CaCO_3 - Ca_2SiO_4 (Spurrit). Da es bisher nicht gelungen ist, Spuren dieser Umwandlungen an über 970° erhitzt gewesenem Kalkspat zu erkennen, ist sie an natürlichem Kalkspat noch nicht nachgewiesen²⁾.

¹⁾ Nach Samoilow (Bull. Ac. Sc. de St. Pétersbourg 1914, 1385) bewirkt Quarzsand eine Erniedrigung der Dissoziationstemperatur von 900° um (je nach der Menge des Sandes) 10 – 50° , ähnliches soll auch für Beimengung von Orthoklas und geglühter Tonerde gelten.

²⁾ Nach F. H. Smyth und L. H. Adams (Journ. Am. Chem. Soc. 45, 1167, 1923) existiert dieses sog. α - CaCO_3 nicht und ist der Schmelzpunkt des Kalkspats bei $102,5$ Atm. nahe $= 1341^{\circ}$. Der eutektische Punkt zwischen CaO, CaCO_3 und geschmolzenem $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2$ liegt bei $1240 \pm 1^{\circ}$, $39,5 \pm 0,5$ Atm. und ca. 50% CaO.

Schmelzpunkt nach Boeke (26) gleich 1289° bei einem Mindestdruck der CO_2 von 110 Atm.¹⁾. Diese Beobachtung ist von großer Bedeutung, da sie zeigt, daß in Kontaktzonen zwar im allgemeinen keine Schmelzung von CaCO_3 zu erwarten ist (weil hier die Temperatur wohl nicht hoch genug sein wird, vielfach sind in hochmetamorphen Kalken noch wohlerhaltene Petrefakten beobachtet, die zeigen, daß das Material nicht flüssig gewesen ist), daß aber eine Schmelzung von Kalkeinschlüssen in den Magmen schon in nicht erheblicher Tiefe (> 500 m) stattfinden kann und viel öfter noch Umwandlung und Umkristallisation zu erwarten ist. Die angeführten Zahlen gelten für reines CaCO_3 ; bei tonigen, kiesigen und anderen Beimengungen werden Schmelzung und Umwandlungen schon bei niedrigeren Temperaturen eintreten können. Auch das bloße teilweise Entweichen von CO_2 (unter Entstehung von CaO) kann die Schmelztemperatur bis um 71° ca. erniedrigen (eutektische Temperatur $\text{CaCO}_3 - \text{CaO} = 1218^{\circ}$)¹⁾. Im flüssigen Zustand besteht nach Eitel (62) vollständige Mischbarkeit zwischen CaCO_3 und Nephelin wie auch Ca_2SiO_4 .

Entstehung aus Aragonit, vgl. bei Aragonit.

Über andere Zustandsformen des CaCO_3 sind die Angaben noch widersprechend. (Vaterit, Lublinit, μ -Carbonat), vgl. Vater, Z. X. **27**, 477, 1897; Wetzell, N. J. 1910 II, 73; Morozewicz, Zentralbl. 1911, 229; R. Lang, N. J. B. B. **38**, 121, 1914; Mügge, Zentralbl. 1914, 673; Johnston, Merwin und Williamson, Am. Journ. **41**, 473, 1916; Spangenberg, Z. X. **56**, 432, 1921; Heide, Zentralbl. 1924, 641. Sie haben noch keine erhebliche petrographische Bedeutung.

Löslichkeit²⁾. Kalkspat mit Wasser fein zerrieben reagiert nach Knoblauch (27) alkalisch; dabei findet nach Seyler und Lloyd (28) und nach Cavazzi (29) Hydrolysisierung statt, bis das Wasser einen gewissen Gehalt von CaO erreicht hat. Nach Johnston und Williamson (30) entstehen dabei $\text{Ca}(\text{OH})_2$, CaCO_3 und $\text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$; letzteres aber erst bei Drucken von über 15 Atm., ersteres bei Drucken unterhalb 10^{-14} Atm. (bei 16°). — In 1 Liter reinen Wassers gehen bei 25° von Kalkspat nur 14.33 mg in Lösung, in mit CO_2 von 1 Atm. Druck gesättigtem Wasser dagegen 1300 mg, in Meerwasser bei $17-18^{\circ}$ 191 mg, während der mittlere Gehalt des Meerwassers an CaCO_3 nur 121 mg beträgt. Schon in Essigsäure löslich unter lebhafter Entwicklung von CO_2 .

¹⁾ Vgl. Anmerkung 2 auf S. 220.

²⁾ Über die Löslichkeit im CO_2 -haltigem Wasser im Verhältnis zu Aragonit, vgl. bei Aragonit.

Setzt man der Essigsäure bei der Ätzung in Dünnschliffen Ammoniumphosphat zu, so wirkt die Säure nach G. Linck (31) bei einem 8% oder mehr betragenden Gehalt an Mg nur noch sehr schwach ein, da die Substanz von der sich bildenden Haut von Magnesium-Ammoniumphosphat gegen die Säure geschützt wird. — Nach W. Meigen (32) färbt sich Calcitpulver nach 5—10 Minuten langem Kochen mit verdünnter Kobaltsolution im Reagenzglas hellblau, während Aragonitpulver sich sogleich lila färbt. Wie Calcit verhält sich auch Magnesit, wie Aragonit verhalten sich Witherit und Strontianit. — F. Hinden (33) bedient sich zur Unterscheidung von Kalksteinen und Dolomiten des Eisenchlorids. Schüttelt man gepulverten Kalkstein mit einer 10proz. Lösung von FeCl_3 , so entwickelt sich alsbald CO_2 und die Lösung wird dunkelrotbraun durch die Bildung basischer Ferrichloride. Nach 2—3 Minuten gesteht der Inhalt zu einer Gallerte und wird rotbraun durch Eisenhydroxyd. Die Reaktion tritt nicht ein bei Verwendung von Dolomitpulver in der Kälte, wohl aber bei Erwärmung.

Einschlüsse. Der Kalkspat umschließt gerne Flüssigkeiten, unter denen Spezia (34) in einem Spaltstück von Traversella flüssige CO_2 nachweisen konnte. Da die Libellen dieser Einschlüsse schon unterhalb der kritischen Temperatur verschwinden, ist anzunehmen, daß sie bei einer Temperatur unter 31° eingeschlossen sind. Dabei konnte Spezia die Beobachtung Büchners (35) bestätigen, daß CaCO_3 in flüssiger CO_2 nicht merklich löslich ist, sodaß also die kritische Temperatur der CO_2 durch die Gegenwart von CaCO_3 nicht merklich geändert wird. — Einschlüsse von Dolomit (in dolomitischen Kalken) erscheinen meist in scharf begrenzten Rhomboedern.

Künstl. Darst. Aus Schmelzfluß vgl. S. 220. — Aus geschmolzenem Alkalikarbonat hatte schon G. Rose (57) Kalkspat kristallisieren lassen und Bourgeois (52) erhielt ihn aus geschmolzenen Alkalichloriden in Schneestern-ähnlichen Wachstumsformen. Diese Ergebnisse wurden bestätigt von Niggli (53), der zugleich feststellte, daß die Temperatur dabei nur 770° , der Dissoziationsdruck der CO_2 also nur 20 mm betrug. Dies scheint von erheblichem Interesse angesichts des häufigen Vorkommens von Kalkspat in sehr natronreichen Eruptivgesteinen mit wahrscheinlich noch natronreicheren Magmenresten.

Ausscheidungen aus wäßrigen Lösungen studierte zuerst G. Rose (57), um zu ermitteln, unter welchen Umständen sich CaCO_3 als Kalkspat, unter welchen es sich als Aragonit ausscheidet. Danach scheint sich Aragonit namentlich bei Verdunstung der Lösungsmittel bei hoher Temperatur zu bilden. — H. Vater (55) stellte ausführliche Untersuchungen über

den Einfluß der Lösungsgenossen auf die Form des sich ausscheidenden Kalkspats an, G. Linck (56) solche mit besonderer Rücksicht auf die Erklärung der Kalksedimente. Er fand, daß aus einer Meerwasserlösung, worin das Calciumkarbonat als Bikarbonat enthalten war, bei freiwilliger Verdunstung nur Calcit ausfiel, bei Erwärmung Aragonit, der aber nicht in Sphärolithen, sondern vorwiegend in spindelförmigen Kriställchen und daneben in desminbündelartigen Aggregaten ausgebildet war. Bei Fällung von reiner Calciumsulfatlösung mit Natrium- oder Ammoniumkarbonat fiel nur Calcit, bei Verdunstung einer reinen Calciumbikarbonatlösung bei gewöhnlicher Temperatur nur Calcit, bei Erwärmung auf etwa 60° neben vorherrschendem Aragonit auch etwas Calcit aus. — Warth (58) erhielt durch wochenlang fortgesetzte Behandlung von Gips mit kalter Na_2CO_3 -Lösung, ebenso wie durch Eintropfen einer durch Kalkwasser alkalisch gemachten CaCl_2 -Lösung in eine Na_2CO_3 -Lösung Aragonit in fasrigen Aggregaten. Dagegen lieferte die Mischung einer Lösung von doppelt kohlensaurem Natron mit einem Überschuß von angesäuertes CaCl_2 -Lösung in der Kälte Calcit. Gwinnell (59) beobachtete Kalkspat der Form (1011) beim Verdunsten von kalkhaltigem Leitungswasser. Auch sonst ist rezente Bildung nicht selten, auch in Kunstprodukten, z. B. Zement (Kosmann, 60).

Vork. Da Kalkspat die bei gewöhnlicher Temperatur beständigste Modifikation des CaCO_3 ist, ist sie auch die verbreitetste und erscheint auch öfters in Pseudomorphosen nach Aragonit und den andern (zweifelhaften) Modifikationen (selten umgekehrt). Die größere Löslichkeit gegenüber Aragonit suchte auch H. W. Foote (36) nachzuweisen.

Aus Schmelzfluß. Nach den Versuchen von Boeke (26) kann es nicht zweifelhaft sein, daß CaCO_3 schon in nicht erheblicher Tiefe und bei Temperaturen, die über die an Laven beobachteten kaum hinausgehen, schmelzen kann und es besteht somit die Möglichkeit, daß die von Törnebohm (37) schon 1881 in Graniten des mittleren Schwedens, von F. D. Adams (38) in Nephelinsyenit von Ontario, von Högbom (39) in Alnöit von Alnö beobachteten Kalkspatmassen aus Schmelzfluß kristallisiert sind. Högbom hat im besonderen darauf hingewiesen, daß ein Nephelinsyenitmagma bei seinem niedrigen Gehalt an SiO_2 zur Ausscheidung von Kalkspat besonders disponiert sei, da in ihm kein Überschuß von SiO_2 zur Zersetzung von CaCO_3 vorhanden sei. Nachdem Rimann (40) für Kalkmassen im Granit des Riesengebirges und Stutzer (41) für solche in Nephelinsyenit der Grube Alibert (O.-Sibirien) und Foye (45) für Vorkommen in Nephelinsyenit von Haliburton Co. Ontario, eine solche Entstehung in Anspruch genommen hatten, hat neuerdings Brögger (42) die bisherigen Beobachtungen darüber erörtert und

neue Vorkommen der Art aus dem Fen-Gebiet beschrieben¹⁾. Ferner haben Brauns und Uhlig (43) und ihre Schüler solche unter den Auswürflingen des Laacher Sees aufgefunden. Ob der Kalkspat dabei aus dem Magma infolge Übersättigung an CaO und CO₂ ausgeschieden sei, oder nur Kalkschollen im Magma zum Schmelzen gebracht und dann (ohne Vermischung mit diesem!) wieder erstarrt sind, mag dahingestellt bleiben; die schriftgranitische Verwachsung des Kalkspats mit Silikaten, die Begleitung durch Cancrinit, Vesuvian u. a. weisen auf eine zum mindesten nicht unerhebliche Vermischung hin. Nach Scheumann soll auch in dem von ihm als Luhit bezeichneten Gestein des Polzen-Gebietes nicht nur eine Einschmelzung, sondern auch eine teilweise Wieder-Auskristallisation von CaCO₃ (aus durchsetzten Sedimenten stammend) stattgefunden haben, er glaubte dabei auch eine gewisse Unmischbarkeit von Carbonat- und wässriger Silikat-Restschmelze erkennen zu können. Auch Marg. Brinkmann (63) betrachtet K. in granititischen Gesteinen der Henderson-Grube bei Usakos in Deutsch-Südwestafrika als Restausscheidung derselben.

Aus wässrigen Lösungen abgeschieden erscheint der Kalkspat in weiter Verbreitung auf Spalten und Hohlräumen aller Gesteinsklassen. Unter den Eruptivgesteinen bevorzugt er die basischen; er ist hier oft ein Produkt der Verwitterung und bildet auch Umwandlungspseudomorphosen nach kalkreichen Silikaten (Plagioklas, Augit u. a.) und Verdrängungspseudomorphosen nach kalkfreien oder -armen (Olivin, Biotit u. a.). Auch trifft man ihn in manchen Eruptivgesteinen (Minetten, Kersantiten u. a.) in scheinbar primären Körnern, die aber in Wirklichkeit auch sekundär sind. Manchmal ist die Anwesenheit des Kalkspat in Eruptivgesteinen auch wesentlich die Folge einer Infiltration aus kalkreichen Nachbargesteinen, so namentlich längs Spalten; ebenso mag in andern Fällen die Füllung von Spalten und Mandelräumen nicht ein Produkt der Verwitterung, sondern hydrothermal sein; so z. B. das Vorkommen des Doppelspates im Basalt bei Helgustadir am Eskifjord auf Island. — Hydrothermal ist auch wohl das Vorkommen als Gangmittel auf den Erzgängen zu Andreasberg i. Harz, Freiberg, Zacatecas (Mexiko) und viele andere.

Die Entstehung des Atlaspates von Alston, dessen parallele seidenglänzende Fasern nach Spencer (61) nach der Kante des Spalt-

¹⁾ Indessen kommt Bowen (Am. Journ. 8, 1. 1924) nach Besichtigung des Vorkommens und mikroskopischer Untersuchung der Gesteine des Fen-Gebietes zu der Ansicht, daß in seinen Alkali-reichen Silikatgesteinen lediglich eine Verdrängung eines Teiles ihrer Gemengteile durch CaCO₃ stattfand, das nach Erstarrung der Eruptivmassen in heißen Lösungen aufstieg. — In einem dieser Kalkspatgesteine beobachtete Verf. zahllose Einschlüsse von der Form des Spaltrhomboiders mit Flüssigkeit und beweglicher Libelle. Erstere war nicht CO₂.

rhomboeders gestreckt sind und senkrecht zum Salband der Schieferspalte stehen, und ähnlicher Vorkommen von Andrarum in Schonen und ähnliche ist noch nicht aufgeklärt.

Seine größte Verbreitung hat der Kalkspat als Hauptgemengteil von Sedimenten, wo er ganz wesentlich organischen Ursprungs sein dürfte, denn das Meerwasser scheint schon in geringen Tiefen wegen des zunehmenden CO_2 -Druckes für CaCO_3 nicht gesättigt zu sein¹⁾. Der Kalkspat erscheint in den Sedimenten als dichter Kalkstein, als Kreide, oolithisch, als Kalktuff; in Mergeln, Kalksandsteinen und ihren mehr oder minder metamorphen Umbildungsprodukten, den Kalktonschiefern, Kalkglimmerschiefern, Marmoren usw. Bemerkenswert ist, daß manche grobkörnige Marmore (z. B. Pargas, St. Philipp bei Markirch) aus großen Individuen von Kalkspat bestehen, die wie Quarz und Feldspat im Schriftgranit einander mit ganz unregelmäßigen Grenzen durchdringen: eine Erklärung dafür steht noch aus.

Der Kalkspat der Sedimente ist im allgemeinen um so grobkörniger, je älter sie sind; dabei pflegt das Material in den Petrefakten und ihren Schalenresten grobkörniger zu sein als außerhalb, weil hier die chemischen Umsetzungen schneller verlaufen, die Kornvergrößerung also voraneilt. Mit dem Altern verschwinden auch die Spuren der früheren Struktur, die Schichtung, etwaige Oolithbildung und die Deutlichkeit, mit der sich die Petrefakten abheben, nimmt meist ab. Die Kornvergrößerung wird auch beschleunigt in der Nähe von Eruptivkontakten und in regional-metamorphen Gebieten. — Als Bindemittel von Sandsteinen usw. ist der Kalkspat öfter kristallographisch einheitlich orientiert über Gebiete, die groß sind gegenüber dem Korn der Sedimente, und hat dann zuweilen deutliche Kristallform. So im sog. kristallisierten Sandstein von Fontainebleau und in gewissen Horizonten des bunten Sandsteins (z. B. bei Heidelberg), in miozänen Sanden der Plains Region von Nebraska und S. Dakota (nach Barbour, 48) u. a. O. Im tertiären Sandstein von Perg (Österreich) lassen sich nach v. Zepharovich (49) die Spaltflächen desselben Kalkspat-Individuums zuweilen meterweit verfolgen. — Zuweilen auch in kleinen (Löbpuppen) oder auch fußgroßen kugligen Massen konkretionär gehäuft (z. B. in vulkanischem Tuff von Szamos-Ujvár nach M ü g g e (50).

¹⁾ G. Philippi (46) war allerdings der Ansicht, daß auch chemische Abscheidung von CaCO_3 im heutigen und noch mehr in früheren Meeren vor sich gehe, so soll Kalkspat in den lockeren Sedimenten der Watten bei Cuxhaven als Zement ausgeschieden werden. Nach Drew (47) kann im Meerwasser Kalk auch mit Hilfe von *Bacterium calcis* (das dem Meerwasser seinen Stickstoff nimmt), ausgeschieden werden.

Der Kalkspat in Organismen (auch lebenden) ist zuweilen gesetzmäßig zu Organen derselben orientiert; so in den spiculae mancher Schwämme, wo die verschiedenen Radien gleichzeitig auslöschten, also wohl demselben Kristall angehören, obwohl die Nadeln erst durch das Zusammentreten mehrerer einfacher Stäbchen entstehen, sodaß es sich wohl um die einheitlich kristalline Umbildung ursprünglich kolloider Substanzen handelt. Auch in den Stacheln lebender Seeigel ist der Kalkspat einheitlich orientiert (optische Achse \parallel der Längsrichtung), ebenso in den fossilen Crinoidenstielgliedern usw. Lacroix (51) beobachtete Abscheidung von Kalkspat auch in lebenden Euphorbiaceen und zwar in Fasern, die senkrecht zu den Holzwänden stehen, ferner kennt man ihn aus den Zellwänden von Algen usw.

Literatur.

- (1) Foote und Bradley, Am. Journ. **37**, 339, 1914.
- (2) Oschatz, Z. D. G. G. **7**, 5, 1855.
- (3) E. Reusch, Pogg. Ann. **132**, 445, 1867 und S. B. A. April 1867.
- (4) Fr. Pfaff, Pogg. Ann. **107**, 336, 1859.
- (5) D. Brewster, Phil. Trans. 1841—42 und Edinburgh Journ. Sc. **9**, 312, 1828.
- (6) G. Linck, N. J. 1883 I, 203.
- (7) Stelzner in v. Cotta, Der Altai, Leipzig 1871, S. 57.
- (8) F. D. Adams und Nicolson, Proc. Roy. Soc. **67**, 228, 1900 und Trans. Roy. Soc. London **1895**, 363, 1901.
- (9) Rinne, N. J. 1903 I, 160.
- (10) Inostranzeff, T. M. M. **1**, 45, 1872.
- (11) Johnsen, Centralbl. 1918, 233.
- (12) Mügge, N. J. 1913 I, 1. Taf. I, II.
- (13) Rinne, Centralbl. 1923, 1.
- (14) Dufet, Bull. Soc. Min. Fr. **16**, 149, 1893.
- (15) Marbach, Dissert. Leipzig, 1913, S. 25.
- (16) Schroeder van der Kolk, Centralbl. 1900, 374.
- (17) Brill, Zeitschr. f. anorg. Chem. **45**, 275, 1905.
- (18) Hedvall, Zeitschr. f. anorg. Chem. **98**, 57, 1916.
- (19) Tammann und Pape, Zeitschr. f. anorg. Chem. **127**, 55, 1923.
- (20) Sosman und Gen. nach Chem. Centralbl. 1916 I, 203.
- (21) Zavriew, Journ. Chim. Phys. **7**, 31, 1909.
- (22) Boeke, Zeitschr. f. anorg. Chem. **50**, 247, 1906.
- (23) Rinne und Boeke, T. M. P. M. **27**, 393, 1908.
- (24) James Hall, Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1801.
- (25) G. Rose, S. B. A. 1860, 365.
- (26) Boeke, N. J. 1912 I, 91.
- (27) Knoblauch, Zeitschr. phys. Chem. **39**, 244, 1902.
- (28) Seyler und Lloyd nach Chem. Centralbl. 1918 I, 995.
- (29) Cavazzi nach Chem. Centralbl. 1918 II, 103.
- (30) Johnston und Williamson, Journ. Am. Chem. Soc. **38**, 983, 1916.
- (31) G. Linck, Geogn. petrogr. Beschrbg. d. Grauwackengeb. von Weiler bei Weissenburg. Dissert. Straßburg i. E. 1884, S. 17.

- (32) Meigen, *Centralbl.* 1901, 577.
 (33) Hinden, *Verhdl. naturf. Ges. Basel*, XV, Heft 2, 1903.
 (34) Spezia, *Atti Acc. Torino* **42**, 3, 1907.
 (35) Büchner, *Zeitschr. phys. Chem.* **54**, 674, 1906.
 (36) H. W. Foote, *Zeitschr. phys. Chem.* **33**, 740, 1900.
 (37) Törnebohm, *Förh. Stockholm. Ak.* 1881, 15 und *Geol. För. Förh.* **6**, 1882/83, 140.
 (38) F. D. Adams, *Am. Journ.* **48**, 10, 1894.
 (39) Högbom, *Geol. För. Förh.* **17**, 100, 1895.
 (40) Rimann, *Centralbl.* 1907, 203.
 (41) Stutzer, *Centralbl.* 1910, 433.
 (42) Brögger, *Videnskapselsk. Skrift. Kristiania I. Cl.* 1920, Nr. 9, S. 234.
 (43) Brauns und Uhlig, *N. J. B. B.* **35**, 202, 1913 und *B. B.* **46**, 69, 1922.
 (44) Scheumann, *Centralbl.* 1922, 521.
 (45) Foye, *Am. Journ.* **40**, 413, 1915.
 (46) G. Philippi, *N. J. Festband* 1907, 397 u. 444.
 (47) Drew, nach *Chem. Zentralbl.* 1915 II, 243.
 (48) Barbour, *Bull. geol. Soc. Amer.* **12**, 165, 1901.
 (49) v. Zepharovich, *Mineralog. Lexikon Österreich III*, 53, 1893.
 (50) Mügge, *N. J.* 1896 I, 82.
 (51) Lacroix, *Bull. Soc. Min. Fr.* **33**, 273, 1910.
 (52) Bourgeois, *C. R.* **94**, 991, 1882; auch *Bull. Soc. Min. Fr.* **5**, 111, 1883.
 (53) Niggli, *Zeitschr. f. anorg. Chem.* **98**, 284, 1916.
 (54) Hedvall und Heuberger, *Zeitschr. f. anorg. Chem.* **122**, 181, 1922 und **128**, 1923.
 (55) Vater, in *Z. X.* **21—30**, 1893—1899.
 (56) G. Linck, *N. J. B. B.* **16**, 495, 1903.
 (57) G. Rose, *S. B. A.* 1860, 365 und 375; auch *Pogg. Ann.* **111**, 156, 1860.
 (58) Warth, *Zentralbl.* 1902, 492.
 (59) Gwinnell, *Min. Mag.* **16**, 346, 1913.
 (60) Kosmann, *Z. D. G. G.* **47**, 222, 1895.
 (61) Spencer, *Min. Mag.* **11**, 180, 1897.
 (62) Eitel, *N. J. B. B.* **48**, 63, 1923 und 1922, II, 45.
 (63) Margarete Brinkmann, *Zeitschr. f. prakt. Geol.* **32**, 33, 1924.

Dolomit und Braunspat.

Chem. Zus. $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$, mit einer dem Betrage nach wechselnden Vertretung des Mg durch Fe und Mn. Nach zahlreichen Analysen, neuerlich namentlich von Eisenhuth (1), bleibt der Gehalt an Ca-Atomen konstant, nur Mg wird durch Fe^{II} und Mn^{II} ersetzt.

Morph. rhomboedrisch-tetartoedrisch, nach den Ätzfiguren, sehr selten nach der Flächenentwicklung erkennbar. $c = 0,8322$ (Wollaston) $\cdot (10\bar{1}1)$, (4041) , (0001) . $1011 : 1101 = 73^\circ 45'$; $10\bar{1}1 : 0001 = 43^\circ 52'$.

Mit dem Gehalt an Fe nimmt der Winkel $(10\bar{1}1) : (1101)$ etwas ab. Die Zwillingsbildungen mit parallelen Achsen machen sich bei den gesteinsbildenden Dolomiten nicht bemerkbar. Lamellare Zwillingsbildung nach (0221) nicht selten, schon Haidinger (2) bekannt, von J. H. L. Vogt

(3) und von Grünling (4) aus Marmoren von Nord-Norwegen und Ceylon beschrieben, von Redlich (5) von der Veitsch in Steiermark; vielleicht beschränkt auf stark gepreßte Gesteine und mechanischer Entstehung. — Körner, körnige Aggregate; selten radialstrahlig.

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach $(10\bar{1}1)$, auch mikroskopisch deutlich. Translation nach $T = (0001)$ längs der Kante zu $(10\bar{1}1)$ wenig vollkommen nach Johnsen (6). — $H = 3,5-4$. — Dichte bei Dolomit mit nur $1,5\%$ FeCO_3 nach Leitmeier (7) nur 2,841; im übrigen nach Eisenhuth mit dem Gehalt an Fe zunehmend und zwar nach Grünberg (8) von 2,822 für $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ bis 3,27 für $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$.

Opt. Glasglanz, zuweilen perlmutterartig. Farblos, weiß, grau, gelblich, bräunlich, auch schwarz im auffallenden Licht, mit geringer Tiefe der Färbung im Dünnschliff. Die gelben und braunen Farben rühren wesentlich von ausgeschiedenem Limonit, die schwarzen von eingeschlossener kohligter Substanz her. — Starke negative Doppelbrechung. Nach der von Eisenhuth (1) gegebenen Zusammenstellung der Brechungsindizes analysierter Kristalle wachsen diese mit dem Gehalt an Fe + Mn. Für Na ist:

	FeCO_3	MnCO_3	MgCO_3	CaCO_3	ω	ε	Δ
Zillertal . . .	0,45	0,93	41,21	55,31	1,6671	—	—
Greiner . . .	1,92	—	44,02	55,05	1,6830	1,5034	0,1796
„ . . .	2,80	—	41,55	54,21	1,6847	1,5047	0,1800
„ . . .	3,80	—	42,81	54,39	1,6847	1,5052	0,1795
Traversella .	10,76	—	36,74	52,79	1,6983	1,5133	0,1850

Merkliche Absorption $\omega > \varepsilon$.

Zur Unterscheidung von Kalkspat empfiehlt Wright (11) Einbettung des Pulvers in α -Monobromnaphthalin ($n = 1,658$); Dolomit zeigt in ihm farbige Ränder, Kalkspat nicht.

Phys.-Chem. Anfang der Dissoziation in Luft schon bei $500 \pm 15^\circ$ merklich nach Grünberg (8), im CO_2 -Strom bei $700 \pm 20^\circ$, vollständig bei 770° ¹⁾. Beim Erhitzen unter 110 Atm. Druck dissoziiert zunächst nur MgCO_3 , sodaß CaCO_3 für sich bei höherer Temperatur geschmolzen werden kann. Das durch die Kontaktmetamorphose vom Monzoni entstandene Gemenge von Periklas und körnigem Kalk ist der Predazzit.

¹⁾ Indessen ist das Gleichgewicht nicht von beiden Seiten erreicht, auch ist der Gehalt des Gasraumes an Wasserdampf, der bei Magnesit von großem Einfluß war, nicht berücksichtigt. — Nach Garnett (37) ist die Dissoziation (beim Erhitzen an freier Luft!) unmerklich bis 625° , vollständig bei 893° . Die Temperatur-Dissoziationskurve zeigt keine Unstetigkeit und schon gleich als die Dissoziation merklich wurde, ließ sich freies CaO nachweisen.

Die Löslichkeit in Wasser beträgt nach Leitmeier (7) in mit CO_2 (von gewöhnlichem Druck) gesättigtem Wasser 0,11 g/Liter. Essigsäure und kalte Salzsäure greifen den Dolomit nur wenig an, wohl aber warme Salzsäure. Die Lösung erfolgt nach Grünberg kongruent (auf 1 Mg auch 1 Ca). Nach Vesterberg (9) läßt sich Normaldolomit auch in kleinen Mengen aus Kalkstein mit $\frac{1}{10}$ Normal-Essigsäure isolieren. — Mit Lemberg'scher (10) Lösung ($4 \text{ AlCl}_3 + 60 \text{ H}_2\text{O} + 6$ Blausalz) im Schliß behandelt wird er nicht wie der Kalkspat blau.

Künstl. Darstellung. Hoppe-Seyler (30) erhielt D. bei 100° im zugeschmolzenen Glasrohr durch Einwirkung einer Lösung von Mg-Bicarbonat auf kohlen sauren Kalk. — An die so häufige Vergesellung der Dolomite mit Anhydrit und Steinsalz sowie mit Korallen-Riffbildungen knüpften die Versuche von F. W. Pfaff (38) und Klément (21) an. G. Linck (31) glaubt Dolomit unter ziemlich verwickelten, aber den natürlichen entsprechenden Bedingungen erhalten zu haben: durch Erhitzen von Mg-Lösungen zuerst mit Ammonium-Carbonat, dann mit CaCl_2 entsteht ein anfänglich amorpher Niederschlag, der nach und nach zu sehr kleinen sphärolitisch geordneten Fasern wird, die zwar die Zusammensetzung von Dolomit haben, aber optisch positiv sind. Sie wurden aber durch längeres Erhitzen auf $40\text{--}50^\circ$ (im zugeschmolzenen Rohr!) zu Sphärolithen mit den optischen Eigenschaften des Dolomit. Meigen (32) konnte indessen bei Wiederholung dieser Versuche keinen Dolomit erhalten. Auch Spangenberg (33) erhielt Dolomit im Gemenge mit Kalkspat unter Verhältnissen, die für die natürliche Entstehung schwerlich in Betracht kommen. Leitmeier (34) kam bei einer kritischen Besprechung der bisherigen Versuche der künstlichen Darstellung zu der Ansicht, daß sich im Meerwasser Produkte bilden, die dem Dolomit chemisch ähnlich sind, sich aber erst später in Dolomit verwandeln.

Vork. Der Dolomit tritt selbständig gesteinsbildend im körnigen und im dichten Dolomitgestein auf, allerdings fast stets mit einem geringen Gehalt an Calcit. Hier charakterisiert ihn gegenüber den Kalkspäten der größere Idiomorphismus der einzelnen Körner und die dadurch bedingte Zuckerkörnigkeit des Gefüges, worauf schon A. Renard (12) hinwies. Ebenso ist in hohem Grade charakteristisch das Fehlen der polysynthetischen Zwillingsbildung nach (0112), wie A. von Inostranzeff (13) betonte. Die Zwillingsbildung nach (0221) ist nicht so allgemein verbreitet und liefert auf dem Spaltrhomboeder Streifen parallel der kurzen Diagonale auf zwei Flächen, parallel der langen Diagonale auf der dritten. Interessant ist die Verwachsung von Calcit und Dolomit, welche A. K. Coomáraswámy (14) aus körnigen Kalken von Kandy und Matala in Ceylon beschreibt. Sie bilden meistens ganz streng

nach (0001) parallele, abwechselnde Lagen von makroskopischen bis hinab zu mikroskopischen Dimensionen. Bei der Verwitterung ragen die Dolomitlagen parallel der langen Diagonale der Calcitpaltflächen aus diesem heraus. Selten scheint der Parallelismus nicht ganz streng zu sein. — Ebenso kommt in diesen Gesteinen eine schriftgranitische Durchdringung des Calcits durch unregelmäßige, fingerförmige Dolomitkörper vor, die auf gewisse Strecken hin untereinander parallel orientiert sind. — Durch Zunahme des Kalkgehaltes gehen die Dolomite in die dolomitischen Kalke über, in denen der Calcit eine Art Grundmasse bildet, in welcher Dolomitrhomboeder mit vorwiegend idiomorpher Begrenzung liegen. Durch Hinzutreten von tonigen und anderen Silikaten und Sand bilden sich die Übergänge in die dolomitischen Mergel. Eine eingehende Untersuchung der dolomitischen Gesteine des lothringischen Muschelkalkes lieferte J. Schaller (15).

Im allgemeinen nimmt man an, daß die sog. Normaldolomite durch Auslaugen von CaCO_3 aus etwas dolomitischen Kalken entstehen (Högbom (16). Daß ein solcher Vorgang bei der Verwitterung stattfindet, wurde von Hiltermann (17) gezeigt¹⁾. Auch im Meerwasser scheint dies der Fall zu sein, da es für CaCO_3 nicht gesättigt ist. Das zeigen auch Untersuchungen von Högbom an tertiären Tonmergeln (umgelagertes Silur) und Philippi (18) konnte an alpinen Dolomiten eine sekundäre Dolomitisierung in allen Stadien verfolgen. Während nach van Hise die Dolomitbildung in seiner „katametamorphischen“ Zone durch die von Mg-haltigen Silikaten ausgehenden Lösungen bewirkt sein soll, scheint es Högbom, daß auch Organismen, namentlich gewisse Kalkalgen (Lithothamnien) eine Rolle dabei spielen, indem sie relativ viel MgCO_3 (10 MgCO_3 gegen 90 CaCO_3) aufspeichern²⁾. Bemerkenswert erscheint auch die Beobachtung von F. W. Clarke und Wheeler, daß rezente Echinodermenskelette 6—13,5% MgCO_3 enthalten, um so mehr, je höher die Wassertemperatur. Im ganzen stimmen damit auch die Beobachtungen gelegentlich der Bohrung auf der Koralleninsel Funafuti (Judd und Cullis 19). Danach nahm der Gehalt an MgCO_3 unterhalb 19 m rasch zu, indem Calcit hier in Dolomit verwandelt war, bis bei 200 m Tiefe ein Maximum mit 40% MgCO_3 (Normaldolomit etwa 46%) erreicht war. Der Gehalt an MgCO_3 blieb dann bis zur größten erreichten Tiefe von 343 m konstant. Indessen hat Skeats (20) darauf aufmerksam gemacht, daß in den Kalkstein Mg auch neu aufgenommen sein muß, da

¹⁾ Er macht sich nach Beobachtungen von Grandjean (nach Zirkel, Petrogr. 3, 508) schon in historischer Zeit (an Bauten) bemerklich.

²⁾ Nach Vesterberg (35) ist MgCO_3 in den Pflanzen nicht vorhanden als Dolomit, sondern als leicht lösliches MgCO_3 .

nicht nur Kalkalgen, sondern auch ursprünglich Mg-freie Organismenschalen in Dolomit verwandelt sind. Dabei nahmen die aus Aragonit bestehenden Reste anscheinend leichter Mg auf als die aus Kalkspat bestehenden, auch kamen Kristalle vor, in denen CaCO_3 und Dolomit schichtenweise wechselten. Ersteres stimmt mit der größeren Beständigkeit des Kalkspats gegenüber Aragonit, ebenso mit Klément's Versuch (21), wonach Aragonit bei Temperaturen über 60° sich mit erheblicher Geschwindigkeit mit Mg-Salzen zu gemischtem Mg-Ca-Carbonat umsetzt, ein Prozeß, der also auch bei niederen Temperaturen, wenn auch langsamer, vor sich gehen mag. Im ganzen scheint also der meiste Dolomit metasomatischer Bildung zu sein und daher in älteren Gesteinen häufiger als in jüngeren.

Als Übergemengteil erscheint der Dolomit nicht selten in Ton-schiefern und Phylliten, immer in der Form des Grundrhomboeders und bisweilen so reichlich, daß Braunspatphyllite und Braunspatphyllitgneiße entstehen, wie sie M. von Miklucho-Maclay (22) von Witim in Ost-sibirien besprach. Auch in Chlorit- und Talkschiefern ist der Dolomit in idiomorphen Rhomboedern recht verbreitet, ebenso in Ottrelithschiefern des Tavetsch. Delgrosso (23) beobachtete in D. aus dem Simplontunnel Einschlüsse von flüssiger CO_2 . Kontaktprodukt ist der D. nach Duparc und Sigg (24) an der Grenze von Serpentin und Kalkstein im Ural, hervorgegangen aus Kalk.

Interessant ist die zwar spärliche, aber weite, man kann sagen allgemeine Verbreitung des Dolomits in der Form des Grundrhomboeders in Kieselschiefern und besonders in den kieseligen Konkretionen der kalkigen Sedimente, Hornsteinen, Jaspis usw., wie er denn auch in der Karneolzone des Buntsandsteins sehr regelmäßig erscheint. — Ebenso begegnet man ihm in vielen Anhydriten und Gipsen, öfter in den steilen Formen (40 $\bar{4}$ 1) mit (0001) und (10 $\bar{1}$ 1) oder in körnigen Aggregaten, ferner im Röt bei Jena (25); in den Steinsalzlagerern des Ober-Elsaß im Gemenge mit Anhydrit, wechsellagernd mit Ton und Salz nach Görgey (26), hier stets (02 $\bar{2}$ 1) herrschend, in anscheinend orientierter Stellung zum Steinsalz. Görgey (36) nimmt an, daß er hier entstanden sei durch die Einwirkung von MgCl_2 -Laugen auf fein verteiltes CaCO_3 etwa nach der Gleichung



(CaCl_2 ist in den Laugenrückständen karpathischer Lagerstätten öfter nachgewiesen).

Dolomit mit oolithischer Struktur beschreibt Loretz (27). — Radiale Aggregate des Dolomits von oft beträchtlichen Dimensionen und wohl

von Sprudelstein-ähnlicher Bildung stellt der von V. von Zepharovich (28) und E. Cohen (29) beschriebene Miemit von Zepce in Bosnien und Racovač in Slavonien dar.

Sehr grobkörnige Ausscheidungen (mit Zwillingslamellen nach 0221) fand Redlich (5) in der Veitsch in Steiermark, er erscheint dort auch als Versteinerungsmittel von Crinoiden.

Literatur.

- (1) Eisenhuth, Z. X. **35**, 582, 1902.
- (2) Haidinger, Pogg. Ann. **63**, 153, 1844.
- (3) J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, 11.
- (4) Grünling, Z. X. **33**, 216, 1900.
- (5) Redlich, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913.
- (6) Johnsen, N. J. 1902 II, 139.
- (7) Leitmeier, N. J. B. B. **40**, 698, 1916.
- (8) Grünberg, Zeitschr. f. anorg. Chem. **80**, 337, 1913.
- (9) Bull. geol. Inst. Univ. Upsala **5**, 97, 1900.
- (10) Lemberg, Z. D. G. G. **90**, 357, 1888.
- (11) Wright, Am. Journ. **35**, 63, 1913.
- (12) Renard, Bull. Ac. Roy. Belg. **97**, 5, 1879.
- (13) v. Inostranzeff, T. M. M. **1**, 45, 1872.
- (14) Coomáraswámy, Quat. Journ. Geol. Soc. **58**, 399, 1902.
- (15) Schaller, Mitt. Geol. Land. Elsaß-Lothr. **5**, 63, 1900.
- (16) Högbom, nach N. J. 1894 I, — 262 —.
- (17) Hiltermann, Dissert. Erlangen 1889.
- (18) Philippi, N. J. 1899 I, 32.
- (19) Judd und Cullis, Z. X. **42**, 314, 1907.
- (20) Skeats, Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll. **42**, 53, 1903.
- (21) Klément, T. M. P. M. **14**, 526, 1895 und Bull. Soc. Belge Géol. **8**, 30, Oct. 1894.
- (22) v. Miklucho-Maclay, N. J. 1885 II, 145.
- (23) Delgrosso, nach N. J. 1913 II, — 14 —.
- (24) Duparc und Sigg, Bull. Soc. Min. Fr. **37**, 14, 1914.
- (25) Adolf, Pulfrich und Linck, Zentralbl. 1921, 549.
- (26) Görgey, T. M. P. M. **31**, 339, 1912.
- (27) Loretz, Z. D. G. G. **30**, 387, 1878 und **31**, 756, 1879.
- (28) v. Zepharovich, Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1879, 180 und Z. X. **4**, 113, 1879.
- (29) E. Cohen, N. J. 1880 I, 189.
- (30) Hoppe-Seyler, Z. D. G. G. **27**, 509, 1875.
- (31) G. Linck, Z. D. G. G. **61**, Monatsber. — 230 —, 1901.
- (32) Meigen, Geol. Rundschau **1**, 126, 1910.
- (33) Spangenberg, Z. X. **52**, 529, 1913.
- (34) Leitmeier, N. J. B. B. **40**, 690, 1916.
- (35) Vesterberg, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **6**, 254, 1902/03.
- (36) Görgey, „Kali“ **7**, Heft 13, 1913.
- (37) Garnett, Min. Mag. **20**, 54, 1923. Geol. Mag. **60**, 381, 1923.
- (38) Pfaff, N. J. B. B. **9**, 485, 1894.

Magnesit und Breunnerit.

Chem. Zus. MgCO_3 , Mg in wechselnder Menge ersetzt durch Fe und Mn; auch kleinere Mengen Zn, Co, Ni.

Morph. Rhomboedrisch-hemiedrisch. $c = 0,8112$ v. Kokscharow. $(10\bar{1}1)$, auch $(40\bar{4}1)$; (0001) , $(10\bar{1}0)$ selten.

$$10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 72^\circ 36'; \quad 0001 : 10\bar{1}1 = 43^\circ 8'$$

Körnige Aggregate, dichte Massen; gelegentlich stenglig, faserig.

Koh. Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}1)$ vollkommen. Translation wie Dolomit. $H = 3,5-4,5$. — Dichte $2,9-3,13$, steigend mit dem Eisengehalt; nach Thomas Crock (18) $d = 3,1-3,45$ bei Breunnerit und Mesitin ($5-50\%$ FeCO_3), $d = 3,45-3,8$ bei Pistomesit und Sideroplesit (50 bis 95% FeCO_3).

Opt. Auf Kristall- und Spaltflächen Glasglanz, in dichten Massen matt bis erdig, in faserigen seidenglänzend, farblos, weiß, gelblich bis bräunlich. Im durchfallenden Licht farblos. Dichte Aggregate oft nur durchscheinend, gelblich bis bräunlich. — Starke negative Doppelbrechung, für Na-Licht fand Eisenhuth (1) an Kristallen vom Greiner mit $1,29 \text{ CaCO}_3$, $16,33 \text{ FeCO}_3$, $12,83 \text{ MnCO}_3$ und $65,78 \text{ MgCO}_3$ (Breunnerit)

$$\omega = 1,7174; \quad \varepsilon = 1,5285, \quad A = -0,1889.$$

Nach Messungen und Zusammenstellungen von Gaubert (2) schwanken ω und ε und d wie folgt:

$$\left. \begin{array}{l} \omega = 1,7053 - 1,723 \\ \varepsilon = 1,515 - 1,53 \\ d = 3,05 - 3,12 \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{bei Gehalt an } \text{FeCO}_3 \text{ bis } 22\% \\ \text{„ „ „ } \text{MnCO}_3 \text{ „ ca. } 13\% \\ \text{„ „ „ } \text{CaCO}_3 \text{ „ } 7\% \end{array}$$

Absorption wie bei Dolomit.

Phys.-Chem. Nach Grünberg (3) tritt im CO_2 -freien Luftstrom schon bei $360^\circ \pm 10^\circ$ merkliche Dissoziation ein, im CO_2 -Strom bei $570 \pm 15^\circ$ (wenn Mn fehlt), vollständige Dissoziation bei $650 \pm 30^\circ$. Nach Marc und Simek (4) dagegen wird 1 Atm. CO_2 -Druck schon bei 402° erreicht. Nach Manchot und Lorenz (19) wird die Dissoziation erst merklich oberhalb 400° ; bei 540° wird 1 Atm. CO_2 -Druck erreicht; dieser wird aber (infolge Hydrolyse) durch die Gegenwart von H_2O erheblich gesteigert (schon beim Kochen von MgCO_3 in Wasser wird deutlich CO_2 abgespalten).

Die Löslichkeit in mit CO_2 (bei gew. Druck) gesättigtem Wasser beträgt nach Leitmeier (5) $0,089$ g/Liter für kristallisiertes MgCO_3 , ($0,22$ g für „amorphes“ von Kraubat in Steiermark); indessen tritt nach

Seyler und Lloyd (6) mit Wasser Hydrolyse ein, die nach Cavazzi (7) eine vollständige ist. — In verdünnten Säuren nach Vesterberg (8) noch langsamer löslich als Dolomit (während das Mg-Karbonat der Kalkalgen leichter löslich ist als Kalkspat). Kalte HCl greift den M. nicht an, heiße löst ihn.

Künstl. Darstellung. Senarmont (14) erhielt kristallisierten Magnesit im zugeschmolzenen Glasrohr bei 160° durch Wechselwirkung von Magnesiumsulfat und Natriumkarbonat oder von Magnesiumchlorid und Natriumbikarbonat, Sterry Hunt (15) durch Erhitzung von amorphem Magnesiumkarbonat mit Wasser unter Druck, sowie durch die Einwirkung von Calciumkarbonat auf Magnesiumchlorid oder Magnesiumsulfat bei 200° .

Vork. Magnesit und Breunnerit bilden für sich Lagen und Linsen im Tonschiefer der nordöstlichen Alpen. Mit Talk vergesellschaftet erscheinen sie in dem von J. Macpherson (9) beschriebenen Duelo in Galizien und in dem von G. Rose aufgestellten, von M. von Miklucho-Maclay (10) mikroskopisch untersuchten Listwänit des Urals, sowie in Listwäniten des Staates Minas Geraes in Brasilien, im Gemenge mit Bronzit in dem von K. Petersen im Süden des Balsfjord im nördlichen Norwegen entdeckten, von H. Rosenbusch (11) beschriebenen Sagvandit, im Gemenge mit Chlorit und Tremolith in manchen Tropfsteinen. — Akzessorisch findet sich Magnesit und Breunnerit nach Svenonius (12) in manchen schwedischen Olivinschiefern, sowie in vielen Chlorit- und Talkschiefern. — Der dichte Magnesit füllt Klüfte in den Serpentin von Frankenstein in Schlesien u. a. O., sowie im Lherzolith von Baldissero in Piemont (sog. Baudisserit).

Magnesit erscheint auch (pseudomorph nach Kalkspat) als Versteinerungsmittel. — Über die Typen der Magnesitlagerstätten berichtete zusammenfassend Redlich (13).

Eine mikroskopische Untersuchung des im grauen Salzton der deutschen Salzlagerstätten reichlich vorhandenen Magnesits scheint bisher zu fehlen. In der Salzlagerstätte von Hall in Tirol und ähnlichen ist der M. nach Niggli (20) wohl entstanden durch die Einwirkung Mg-reicher ozeanischer Restlaugen auf Kalkstein.

Der sog. amorphe Magnesit, der wahrscheinlich ein Gel ist (oder gewesen ist), entstand nach Redlich (16) als ein Absatz heißer Quellen in basischen Eruptivgesteinen, denen durch CO_2 -haltige Wässer (als letzte Emanationen der Eruptiva) das Mg entzogen und auf Spalten als MgCO_3 wieder abgeschieden wurde. Er hat anscheinend ein großes Absorptionsvermögen für SiO_2 und Ni-Salze, von denen er vielfach durchtränkt ist, vgl. Tučan (17).

Literatur.

- (1) Eisenhuth, Z. X. **35**, 582, 1902.
- (2) Gaubert, Bull. Soc. Min. Fr. **42**, 88, 1919.
- (3) Grünberg, Zeitschr. f. anorg. Chem. **80**, 337, 1913.
- (4) Marc und Simek, Zeitschr. f. anorg. Chem. **82**, 17, 1913.
- (5) Leitmeier, N. J. B. B. **40**, 698, 1916.
- (6) Seyler und Lloyd, nach Chem. Zentralbl. 1918 I, 995.
- (7) Cavazzi, nach Chem. Zentralbl. 1918 II, 103.
- (8) Vesterberg, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **5**, 97, 1900.
- (9) Macpherson, Ann. Soc. Esp. hist. nat. Madrid **10**, 53, 1881.
- (10) v. Miklucho-Maclay, N. J. 1885 I, 69.
- (11) Rosenbusch, N. J. 1884 I, 195.
- (12) Svenonius, Geol. För. Förh. **7**, 201, 1884.
- (13) Redlich, Fortschr. d. Min. **4**, 9, 1914.
- (14) Senarmont, C. R. **32**, 409, 1851.
- (15) Sterry Hunt, Chem. a. geol. Essays, Boston und London 1875, 83.
- (16) Redlich, Naturforscher-Vers. Wien 1913, S. 591.
- (17) Tučan, Zentralbl. 1914, 250.
- (18) Thomas Crook, nach N. J. 1923 II, — 321 —.
- (19) Manchot und L. Lorenz, Zeitschr. f. anorg. Chemie, **134**, 35, 1924.
- (20) Niggli, Lehrb. d. Min. S. 596, 1920.

Eisenspat.

Chem. Zus. FeCO_3 mit wechselnden Mengen Mn, Mg; seltener Co.

Morph. Rhomboedrisch-hemiedrisch, $c=0,8184$ Wollaston. $(10\bar{1}1)$ oft allein; bei aufgewachsenen Kristallen zuweilen $(40\bar{4}1)$ mit $(10\bar{1}1)$ und (0001) .

$$10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 73^\circ 0'; \quad 10\bar{1}1 : 0001 = 43^\circ 23'.$$

Zwillingslamellierung und Absonderung nach $(01\bar{1}2)$ nicht häufig. — Körner und körnig-schalige Aggregate. Zuweilen radialstrahlig (Sphärosiderit), besonders in Drusenräumen von Basalten. — Oolithisch.

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (1011) ; Bruch uneben bis flach-muschlig. Translation $\parallel (0001)$ wie bei Dolomit. $H = 3,5-4$. — Dichte schwankend zwischen 3,633 (bei 23,3% MgCO_3) bis 3,94 (bei 93,49 FeCO_3 und 5,16 MnCO_3).

Opt. Glasglanz; auf Spaltflächen ins Perlmutter-artige. Weiß, grau, blondgelblich, sich bräunend durch Umwandlung in Eisenoxyde und Hydroxyde; durch Einschlüsse kohligter Substanzen öfter grau oder schwarz. — Sehr starke negative Doppelbrechung, Absorption $\omega > \varepsilon$.

Nach Hutchinson (1) ist an Kristallen von Camborne, Cornwall (mit 98,43 FeCO_3 , 1,82 MnCO_3 , 0,26 MgCO_3 und 0,18 CaCO_3 und $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 73^\circ 21\frac{1}{2}'$) für Na:

$$\omega = 1,8724; \quad \varepsilon = 1,6338; \quad A = -0,2386.$$

Nach Ortloff (2) am Eisenspat von Wolfsberg im Harz (mit 77,32 FeCO₃, 17,04 MnCO₃, 5,42 MgCO₃, 0,86 CaCO₃) ($10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 72^\circ 55'$).

$$\omega = 1,9341^1); \varepsilon = 1,6219; \Delta = -0,3122.$$

Weitere Daten, auch an analysiertem Material, hat Gaubert (3) ermittelt und gesammelt; danach schwankt ω zwischen 1,7959 und 1,871; ε zwischen 1,5982 und 1,634; die Daten reichen noch nicht aus, die Abhängigkeit von dem Gehalt an Fe, Mn und Mg graphisch darzustellen.

Phys.-Chem. Geht beim Erhitzen an der Luft schon bei rund 300° in Magneteisen über. — Spaltet sich mit Wasser hydrolytisch; es ist nur die Löslichkeit von Ferrobikarbonat bestimmbar [nach Smith (4)]. Löslich in Salzsäure. Von Kalkspat nach Clark (5) quantitativ zu trennen durch Behandlung mit Alaunlösung (die nur Kalkspat löst).

Künstl. Darst. Senarmont (7) erhielt Eisenspat durch Ausfällung von Eisensulfat mit Na₂CO₃ bei ca. 180° (unter Druck). Es ist das dieselbe Reaktion, durch die nach Daubrée (7) der Eisenspat im Unterbau der warmen, Na₂CO₃-haltigen Quellen von Bourbon L'Archambault bei 52° entstanden ist.

Vork. Eisenspat findet sich (wohl als hydrothermale Bildung) in Poren und Drusen basaltischer Gesteine. Bildet für sich den Spateisenstein, dessen Gänge im Devon des Siegerlandes im Kontakt mit Diabas und Basalt zum Teil in Magnetit verwandelt sind. — In der Veitsch (Steiermark) anscheinend metasomatisch nach Kalk.

Nach van Hise und Bayley (6) tritt Eisenspat im Gemenge mit Quarz und Eisenoxyden im Marquette-Distrikt am Lake Superior mit Übergängen in Magnetit- und Gr uneritschiefer auf. — Verunreinigt mit Ton und Kohle, zum Teil aus radialstrahligen Sph erolithen bestehend (? früheres Gel) im Kohleneisenstein, Flöze meist im Carbon bildend. Rezente Bildungen dieser Art, die aber noch gelförmig sind und nur erst wenige Kriställchen von Eisenspat erkennen lassen, sind neuerdings aus holländischen und westdeutschen Mooren in größeren Ablagerungen bekannt geworden und von Krusch (8) beschrieben. Sie bilden weiße, käsige Massen, die an der Luft schnell braun anlaufen, und vielleicht unter Mitwirkung von Humusstoffen entstanden sind. Als Bindemittel in jurassischem Sandstein beschreibt ihn Lacroix (9) von Madagaskar.

Literatur.

- (1) Hutchinson, Min. Mag. **13**, 209, 1903.
- (2) Ortloff, Zeitschr. f. Phys. Chem. **19**, 201, 1896.
- (3) Gaubert, Bull. Soc. Min. Fr. **42**, 88, 1919.
- (4) Smith, nach Chem. Centralbl. 1918 II, 936.

¹⁾ Durch Druckfehler entsteht?

- (5) Clark, Petrographical Methods 1912, 151.
 (6) Van Hise und Bayley, Monogr. U. S. Geol. Survey 28, 1897.
 (7) Senarmont, nach Fouqué und Michel-Lévy, Synth. d. min. et d. roches 1882, S. 209.
 (8) Krusch, Z. D. G. G. 76, Mon.-Ber., 207, 1922.
 (9) Lacroix, Min. de Madagascar I, 286, 1922.

Loewit.

Chem. Zus. $2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Morph. Rhomboedrisch-hemiedrisch $c=0,7017$, G ö r g e y (1). Kristallformen sind nicht bekannt¹⁾, Körner; (ankünstlichen Kristallen Rhomboeder).

Koh. Bruch muschlig. $H = 3,6$. — $d = 2,374$ (G ö r g e y).

Opt. Lebhafter Glasglanz, farblos, auch gelblich bis rötlich durch Einschlüsse. —

$$\omega = 1,490; \varepsilon = 1,471. \Delta = -0,019 \text{ (Na) (G ö r g e y).}$$

Durch die niedrige Brechung unterscheidbar vom Tachydit.

Phys.-Chem. In Wasser leicht löslich; Geschmack schwach bitterlich. Überzieht sich an feuchter Luft mit weißer Kruste. — Entsteht in den Salzlagern erst oberhalb 43° , zerfällt bei rund 110° in Vanthoffit + Kieserit + gesättigte Lösung.

Künstl. Darst. Kristallisiert leicht in Rhomboedern bei höheren Temperaturen aus Lösungen, in denen $\text{Na}_2\text{SO}_4 : \text{MgSO}_4$ ungefähr 1 : 1 ist.

Vork. Selten in deutschen Meeressalzlagern; so bei Solvayhall im Liegenden des Hartsalzes zusammen mit Langbeinit. Bei Salzdetfurth nach F. Engel (2) in lappigen Körnern im Langbeinit, einmal auch in hexagonalen Säulen. Spärlich auch bei Ischl, Hallstadt, Aussee, Hallein und Hall.

Literatur.

- (1) G ö r g e y, T. M. P. M. 28, 343, 1909 und 29, 198, 1910.
 (2) F. Engel, Dissert. Leipzig 1913, 35.

Alunit.

Chem. Zus. $\text{K}[\text{Al}(\text{OH})_2]_3(\text{SO}_4)_2$; K wird weitgehend vertreten durch Na.

Morph. Rhomboedrisch-hemiedrisch. $c = 1,2520$ (Breithaupt). (1011) und Tafeln nach (0001) mit (1011) (Taf. IX, Fig. 1).

$$(10\bar{1}1 : 1101 = 90^\circ 50'; 1011 : 0001 = 55^\circ 20'.$$

Körnige und blättrige und fasrige Aggregate.

¹⁾ G ö r g e y machte über die Formen und Herkunft der Kristalle, an denen er das Achsenverhältnis bestimmte, keine weitere Mitteilung. —

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (0001); Bruch flachmuschlig bis uneben. — $H = 3,5-4$. $d = 2,6-2,8$; bei solchen mit $4,4Na_2O$ bis 2,843 nach Hurlburt (1).

Opt. Glasglanz, auf (0001) perlmutterartig; bei feinkörnigen lockeren Aggregaten mattschimmernd. — Farblos, weiß, grau, auch gelb bis rötlich. Farblos durchsichtig, schwache Brechung, ziemlich starke Doppelbrechung. Nach Michel-Lévy und Lacroix (2) ist für das Vorkommen von Tolfa

$$\omega = 1,572; \varepsilon = 1,592; \Delta = + 0,020.$$

Der positive Charakter der Doppelbrechung (α parallel den Spaltrissen) unterscheidet ihn von dem optisch zum Teil sehr ähnlichen Muscovit¹⁾.

Phys.-Chem. Wasserverlust erst bei Rotglut (Taf. IX, Fig. 2), nicht schmelzbar. Fluß- und Salzsäure greifen den A. nicht an; Fouqué (3) konnte ihn mittelst HF aus den Gesteinen von Thera (Santorin) isolieren. H_2SO_4 und KOH lösen das Pulver langsam auf. Nach dem Glühen entzieht Wasser dem A. Alaun und läßt Aluminiumhydroxyd zurück.

Künstlich dargestellt von Bourgeois (6).

Vork. Der Alunit ist ein Zersetzungsprodukt der Feldspate saurer Ergußgesteine (Liparite, Trachyte, Dacite, Andesite) unter Einwirkung von Sulfatendämpfen. Er wird daher stets begleitet von Quarz, oft von Diaspor und etwas Kaolin. Bekannt sind die Vorkommnisse von Tolfa bei Civitavecchia, von Muszay und Bereghszasz in Ungarn, von der Insel Milo, vom Mont Dore. Am Vesuv nach Zambonini (8) als Beimischung im Jarosit.

Auffallend reich und rein ist das von Ch. Whitman Cross (4) beschriebene Vorkommen am Democrat Hill und Mount Robinson in den Rosita Hills, Col., U. S. A.

Als Umwandlungsprodukt von Ton durch Pyrit findet er sich nach Lacroix (5) im Morbihan.

Ein isotropes Mineral von der Zusammensetzung des Alunit beschrieben Ramann und Spengel (7). Es findet sich in höchst feinen Körnern in der Solfatara bei Neapel. Auch der „Alunit“ von Wurzen bei Leipzig scheint ähnlich zu sein.

Literatur.

- 1) Hurlburt, Am. Journ. **48**, 131, 1894.
- 2) Michel-Lévy und Lacroix, Minéraux des roches, Paris 1888, S. 140.
- 3) Fouqué, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 245, 1890.

¹⁾ Ferner die stärkere Brechung vom Cancrinit, mit dem er sonst in der optischen Orientierung zu den Spaltrissen (nicht im Vorzeichen der Doppelbrechung) und auch darin übereinstimmt, daß beide beim Glühen im Schliß trüb werden.

- (4) Wh. Cross, Am. Journ. **41**, 466, 1891.
 (5) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **31**, 353, 1908.
 (6) Bourgeois, nach Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **10**, 169, 1887.
 (7) Ramann und Spengel, Centralbl. 1919, 35.
 (8) Zambonini nach N. J. 1924, II, 180.

Apatit.

Chem. Zus. $3M_3^{II}(QO_4)_2 \cdot M^{II} \cdot R^{II}$.

M^{II} in den gesteinbildenden A. ganz überwiegend Ca, in geringeren Mengen auch Mn, Fe, Pb¹⁾; in künstlich dargestellten ist auch eingeführt Sr, Ba, Pb, Mg, Zn; auch scheinen einzelne (jetzt isotrope) Zonen norwegischer Apatite (Federikswärn, Laurvig) einen erheblichen Gehalt an Ce zu haben nach Brögger (3).

Q ist ganz überwiegend P; in kleinen Mengen auch V nachgewiesen; kann in der erweiterten Gruppe auch As sein.

R^{II} ist hauptsächlich F_2 , $(OH)_2$ und Cl_2 . Wie weit die Mischbarkeit hier geht, ist noch nicht sicher. Aus einer Zusammenstellung der vorhandenen, nicht immer zuverlässigen Analysen scheint nach Ramdohr (4) hervorzugehen, daß F und Cl lückenlos mischbar sind, ebenso F und OH, daß dagegen zwischen Cl- und OH-Apatit eine große Lücke besteht. Außerdem ist aber bereits von Voelcker (5) in kanadischen und norwegischen A. CO_2 und SO_3 gefunden; seine Angaben waren aber nicht beweisend, da das analysierte Material nicht einwandfrei war. Später ist dann von Brögger und Bäckström (6) unter dem Namen Dahllit ein Mineral der Zusammensetzung $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$ beschrieben, das anscheinend der Apatitgruppe angehört. Ebenso scheint in den podolischen Phosphaten nach Wl. Tschirwinsky (7) ein $CaCO_3$ -haltiger Apatit (Carbapatit) enthalten zu sein; ferner ist ein solcher von Rogers (8) beschrieben und in zahlreichen anderen Apatiten CO_2 neben Cl und F nachgewiesen. Endlich hat R. Brauns (9) in den A. der Laacher-See-Auswürflinge CO_2 neben SO_3 (letzteres bis zu 1,3%) gefunden, Ramdohr (4) in denen vom Katzenbuckel 0,59 SO_3 .

Da in manchen Apatiten auch ein Überschuß an CaO gegenüber P_2O_5 (ohne hinreichende Mengen Cl, F, OH, SO_3 und CO_2) gefunden ist, muß man annehmen, daß auch CaO für CaF_2 usw. eintreten kann (Voelckerit). In künstlich hergestellten Apatiten ist auch Br und J

¹⁾ Nach Stelzner (1) in Kristallen aus Granit des Kinzigtales; nach Liversidge (2) in Kristallen von Broken Hill. — Ein Apatit mit 5,2% seltenen Erden (Ce) wurde von Bellini und Grasse (54) in radialfaserigen Aggregaten von smaragdgrüner Farbe im Peperin von Ariccia im Albaner Gebirge gefunden. Es ist ein Fluorapatit.

eingeführt; letzteres ist auch im natürlichen Staffelit nachgewiesen (nach Petersen, 10).

Die allgemeine Formel der Ca-P-Apatite wäre demnach



Eine Übersicht der bisherigen Apatit-Analysen in Dreiecksprojektion gab Ramdohr (4).

Morph. Hexagonal, pyramidal-hemiedrisch, $c = 0,7346$ v. Kokscharow.

($10\bar{1}0$), ($10\bar{1}1$), (0001), ($10\bar{1}2$), ($20\bar{2}1$); nicht bei den eingewachsenen, wohl aber bei den in Drusen hineinragenden Apatiten der Gesteine finden sich, wenn auch selten ($11\bar{2}1$), ($11\bar{2}0$), abgeleitete Pyramiden I. und II. Ordnung und die Tritopyramide ($21\bar{3}1$). — Habitus lang und dünn, säulenförmig mit ($10\bar{1}0$), ($10\bar{1}1$), (0001) oder bei gleicher Begrenzung kurz prismatisch, letzteres besonders in alkali- und kieselsäurearmen Eruptivgesteinen. Skelettförmige Bildungen, besonders von einseitig und zweiseitig kammförmigem Bau beschreibt O. Herrmann (12) aus Lausitzer Graniten, ebenso P. A. Wagner (13) aus Kimberlit von Kimberley. — Rundliche oder eiförmige Körner besonders in manchen kristallinen Schiefen. — Körnige Aggregate in kristallinen Kalken und Schiefen. — Radialstrahlige Aggregate (Phosphorit) in Sedimenten. — Dichte, erdige Massen (Osteolith) auf Klüften in Basalt und Dolerit.

$$\begin{aligned} 10\bar{1}1 : 0001 &= 48^\circ 18' & 20\bar{2}1 : 0001 &= 59^\circ 29' \\ 10\bar{1}2 : \text{---} &= 22 \ 59 & 11\bar{2}1 : \text{---} &= 55 \ 45\frac{1}{2}' \end{aligned}$$

Die Änderung der Winkel für Temperaturen zwischen -160° und $+650^\circ$ ermittelte Eisner (11)¹⁾.

Koh. Spaltung nach (0001) und ($10\bar{1}0$) nur bei größeren Individuen mikroskopisch erkennbar. Die schlank prismatischen Mikrolithe zeigen oft eine unregelmäßige Querabsonderung, mit Zerfall in kurze, bisweilen gegeneinander verschobene Säulenglieder, sehr selten Krümmungen. — $H. = 5$. — $d = 3,10-3,22$, sie nimmt nach Baumhauer (14) mit steigendem Chlorgehalt ab; Untersuchungen über ihre Schwankungen beim Ersatz von Chlor durch andere Bestandteile fehlen noch.

Opt. Auf Kristallflächen Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz. — Farblos, weiß, gelblich, grün, blau, rot, braun im auffallenden Licht; farblos durchsichtig, seltener grünlich, violett, blau oder auch rötlich

¹⁾ Der Einfluß der chemischen Zusammensetzung auf die geometrischen Konstanten scheint so gering zu sein, daß er zur Erkennung der Art des A. nicht benützt werden kann.

durchsichtig. — Brechungsvermögen nicht unbeträchtlich, sehr schwache negative Doppelbrechung. Es wurden gefunden für Na-Licht im

	ω	ε	Δ
Synthet. F-Ap. von Nacken (15) . . .	1,6325	1,630	—0,003ca.
Cl-freien Ap. von Minot Maine U.S.A. von Palache (16)	1,6335	1,6316	—0,0019
F-Ap. von Sondalo, Veltlin nach Brugnatelli (17)	1,6379	1,6349	—0,0030
F-Ap. Jumilla nach Lattermann . .	1,6388	1,6346	—0,0042
Desgl. nach Hlawatsch	1,6381	1,6345	—0,0036
Mit 1,3% SO ₃ vom Laacher See . . .	1,6383	1,6350	—0,0033
Mit 2,23 F + 0,83 Cl + 0,59 SO ₃ nach Ehringhaus (4) vom Katzenbuckel ¹⁾	1,6392	1,6348	—0,0044
Mit 1,18 F, 2,06 Cl, 0,5 H ₂ O ²⁾ von der Blauen Kuppe nach Ramdohr (4)	1,6447	1,6404	—0,0043
Oxyapatit (Voelckerittypus) von der Rossa (Ossola) mit 0,95 Cl, Spuren von F und mit CaO-Überschuß nach Bianchi (55)	1,6508	1,6454	—0,0054
Synth. Cl-Apatit nach Nacken (15) . .	1,6667	?	sehr klein.

Optisch positiven A. beschrieb O. Stutzer (18) aus Blueground-Pipes von Katanga (Belg. Kongo). Zusammenstellungen der Brechungs-exponenten gaben Zimanyi (19) und K. Walter (20). Danach schwankt die Doppelbrechung für Na-Licht zwischen —0,0051 in fast chlorfreiem Apatit von Pisek (mit 3,56 F) und —0,0015 in einem ebenfalls chlor-freien Apatit von Luxullian (mit nur 2,5% F). Noch niedrigere Werte von Δ wurden an Kristallen von Epprechtsstein beobachtet. — Die Dispersion der Doppelbrechung ist in allen Fällen (trotz des niedrigen Wertes von Δ) nur gering, $N = +21,5$. — Die Änderung der Brechungs-exponenten zwischen —160° und +650° ermittelte Eissner (11). Da-nach ist es wahrscheinlich, daß die Doppelbrechung bei sehr niedriger Temperatur positiv wird (auch daß der Apatit eine Zustandsänderung erfährt).

Die Färbung, die bei den aufgewachsenen so sehr schwankt, zieht nur selten stärkeren Pleochroismus nach sich. Termier (21) fand an Kristallen im Andesit von Guillestre ε orangegelb bis feuerrot, ω blaßgelb bis farblos, auch in andern meist $\varepsilon > \omega$, dagegen beobachtete Uhlmann (22) bei Kristallen aus Pikrit des sächsischen Voigtlandes $\omega > \varepsilon$, Ramdohr (53) an Kristallen im Gabbro des Böllsteiner Gebietes

¹⁾ Für $\lambda = 0,579 \mu$.

²⁾ Und CaO-Überschuß.

im Odenwald ϵ intensiv blaugrau, ω heller braun bis braunrot, dabei zonar verschieden, hier anscheinend durch $\parallel c$ eingelagerte Strichelchen veranlaßt. In anderen Fällen ist die Färbung, wie es scheint, durch organische Substanz bedingt (verschwindet beim Erhitzen z. T. unter Veränderung der Brechungsindizes) nach Zimanyi (23). Ramdohr (4) fand, daß jene vom Katzenbuckel in der Hitze intensiv gelb erscheinen.

Über optische Anomalien berichtete F. Pupke (24). Danach stehen sie wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Mangengehalt der untersuchten Kristalle; hier, wie in einem Karbonatapatit vom Laacher See war der Kern optisch negativ, einachsig, die Randteile dagegen optisch positiv, zweiachsig; sie zerfallen in sechs Felder, in deren jedem, die Achsenebene 30° zur Randkante geneigt liegt (Brauns, 25). In den von Pupke untersuchten Kristallen verschwand die Felderteilung beim Erwärmen. Löffler (26) beobachtete auch in gesteinsbildenden A. optische Zweiachsigkeit.

Phys.-Chem. Schmelzpunkt vgl. unten. Leicht löslich in Salpetersäure. P. A. Wagner (13) konnte nach dem von Forchhammer angegebenen Verfahren Fluorapatit mit schmelzendem Chlornatrium aus dem Gestein in Lösung bringen und durch Abkühlung aus der Schmelze Chlorapatit kristallisieren lassen. Nach A. Carnot (27) ist die Zusammensetzung der A. zuweilen durch die auf ihren Lagerstätten vorhandenen Kalkhaltigen Thermalwasser beeinflusst, indem diese Cl durch CO_2 verdrängen (was auch durch Erhitzen im geschlossenen Rohr nachgewiesen werden konnte). H. Rösler (28) fand A. langsam löslich in SO_2 , womit er das Verschwinden der Phosphorsäure im kaolinisierten Granit in Zusammenhang bringt.

Künstl. Darstellung. Nachdem schon Manross, Briegleb, Forchhammer und Sainte-Claire Deville und Caron Apatit aus Schmelzen von $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ oder Na_3PO_4 mit CaF_2 oder mit CaCl_2 oder NaCl erhalten hatten, untersuchte Nacken (15) das ternäre schmelzflüssige System $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 - \text{CaF}_2 - \text{CaCl}_2$. Hier kristallisiert im binären Teilsystem $\text{CaF}_2 - \text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ Fluorapatit bei 1650° in Kristallen, die nach Brechung, Doppelbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung als solche erkannt werden konnten; sie enthalten vielfach feine, mit Flußspat gefüllte zentral gelegene Kanäle. In dem entsprechenden System $\text{CaCl}_2 - \text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ kristallisiert Chlorapatit nur oberhalb 1040° aus; unterhalb dieser Temperatur setzt er sich mit dem Schmelzrest in Chlorcalcium-Wagnerit um. Diese Umsetzung ist aber nur bei langsamer Abkühlung vollständig; bei schnellem Erhitzen schmilzt der Chlorapatit kongruent bei ca. 1530° . In dem ternären System $\text{CaF}_2 - \text{CaCl}_2 - \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ kristallisieren Mischkristalle von Fluor- und Chlorapatit ohne Mischungslücke

in weitem Konzentrationsbereich neben Chlorwagnerit oder Flußspat bei Temperaturen von 1040° und 1205° an abwärts bis zu 740° . Oxyapatit (Voelckerit) entsteht nach Dieckmann und Houdremont (57) wahrscheinlich beim Erhitzen von Tricalciumphosphat auf 1450° im Schnabelschen Ofen¹⁾. H. Winter (42) stellte auf entsprechende Weise wie Nacken auch Apatite mit Ba und Sr dar. Diese und viele andere Apatite (mit Mn, Pb, Cd; As, Vd; Br, J) hatten nach einer anderen Methode schon Ditte (43) und de Schulten (44) hergestellt. — A. Daubrée (45) erhielt A. in deutlichen Kristallen durch Einwirkung von Dämpfen von Phosphorchlorid auf Ätzkalk. — Zambonini (51) stellte auch Ce-, Yttrium- und Didym-haltige Chlorapatite dar.

Wichtig für die Erklärung der im Gabbrokontakt und in Hohlräumen von Eruptivgesteinen aufgewachsenen Apatitnadeln ist der Versuch von Debray (46), der durch Überleiten von HCl-Dämpfen über rotglühendes $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ Apatit darstellte. Durch Modifikation einer andern, ebenfalls von Debray herrührenden Methode konnte Weinschenk (47) auch Apatite mit Sr, Ba, Pb; As und Vd erhalten. — Schöne Nadeln wurden von Hutchings (48) neben Olivin in Bleischlacke beobachtet, ebenso von J. H. L. Vogt (49).

Die Darstellung des Apatit aus Silikatschmelzflüssen ist bisher anscheinend nicht gelungen. — Durch Zusammenschmelzen von Labrador und Apatit will Berta Vukits (50) Apatit als älteste Ausscheidung erhalten haben, dabei soll der Apatit einen Teil seines Ca an die Schmelze abgegeben und Abscheidung von Anorthit veranlaßt haben. Der Vorgang bedarf noch näherer Untersuchung.

Vork. Bisweilen von ideal reiner Substanz ist der Apatit in anderen sehr häufigen Fällen mehr oder weniger erfüllt von Einschlüssen, unter denen Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse vorwiegen, Glaseinschlüsse seltener sind. Diese ordnen sich oft in sehr regelmäßiger Weise, und zwar zeigen sie am häufigsten eine zentrale Anhäufung parallel der Hauptachse; in anderen Fällen liegen sie auf konzentrischen, der äußeren Kristallform parallelen Schalen in der Form $(10\bar{1}0)$, (0001) , oder sie sind regellos durch das ganze Mineral hin verbreitet. Am seltensten sind die Einschlüsse peripherisch angehäuft oder parallel den vertikalen Hauptschnitten geordnet, sodaß sie in Querschnitten sechsstrahlige Sterne bilden. Feinstaubige Einschlüsse in den Apatiten, namentlich mancher kristalliner Schiefer und alter Tiefengesteine, machen vielfach den Eindruck, als wären sie durch Entmischung entstanden. — Die Oberfläche der Apatite ist öfter durch Korrosion runzelig, mit unregelmäßigen Vertiefungen, die

¹⁾ Inzwischen dargestellt von Eitel, Schr. Königsberger Gel. Ges. **1**, 159, 1924.

Kanten stark gerundet, die Oberfläche wie geflossen aussehend (namentlich in körnigen Kalken (vgl. die oben angeführten Beobachtungen von Carnot). — Wo der A. in älteren Gesteinen in Hornblende oder Biotit eingeschlossen ist, verursacht er zuweilen schwache, meist aureolenartige pleochroitische Höfe in ihnen, die vielleicht radioaktiven Ursprungs sind; sie sind schon von Michel-Lévy und Lacroix (29) beobachtet.

Daß der A. einem Eruptivgestein ganz fehlt, wie H. A. Brouwer (30) in einem Alkalirhyolith von Timor beobachtete, ist sehr selten; seine Menge ist vielmehr meist nicht unbeträchtlich. So fand Stelzner (31) im Granit von Nadelwitz bei Bautzen 0,119 % Apatit, das ist in $1 \text{ m}^3 = 3,2 \text{ kg}$. Er gehört durchweg zu den ältesten Ausscheidungen der Magmen; seine Nadeln durchspicken daher alle anderen Gemengteile, oft auch drängen sie sich mit andern alten Ausscheidungen (Erzen, Zirkon, Glimmer) nesterartig zusammen, sind daher auch in den sog. basischen Konkretionen der Tiefengesteine besonders reichlich. Johannsen (32) schließt aus dem ungewöhnlichen Apatitreichtum des Gebietes von Grängesberg in Schweden auf ungewöhnlich phosphorreiches Stamm-Magma. Auch bei Luossavara erscheint er in ungewöhnlicher Menge mit dem Magnetit. Ebenso reichert er sich in theralitischen Magmen gegenüber den foyaitischen und in den lamprophyrischen Ganggesteinen gegenüber den apitischen an. So berichtet Ransome (33) über Minetten des östlichen Washington mit 4 % P_2O_5 (ca. 10 % Apatit), und in dem als Nelsonit bezeichneten Gestein von Amhurst und Nelson Counties, Virginia, liegt nach Watson (34) ein gangförmiges, mit Syenit verknüpftes Intrusivgestein vor, das wesentlich aus Ilmenit und Apatit (bis 9,4 % P_2O_5) und stellenweise viel Rutil besteht. —

Auch in jüngeren Eruptivgesteinen ist A. längs Spalten und in ihren Auswürflingen öfter stark angereichert, so auf den Capverden nach Eigel (35), an der Blauen Kuppe, am Laacher See, am Katzenbuckel u. a. O.

v. Eckermann (41) beschreibt einen himmelblauen bei Rotglut sich entfärbenden Apatit (mit 3,75 F, 0,10 Cl, 0,41 CO_2 ; 0,36 Fe_2O_3), der neben farblosem Apatit (mit 3,64 F, 0,35 Cl, 0,36 CO_2 und 0,23 Fe_2O_3) in Pegmatitgängen des Berges Mansjö nicht als erste, sondern als letzte Ausscheidung des Fluor-haltigen pegmatitischen Magmas da entstand, wo es Kalk aus dem Kontakt resorbierte.

Als pneumatolytische Kontaktbildung erscheint der A. und zwar Chlorapatit, im Gegensatz zu dem sonst in den Gesteinen anscheinend herrschenden Fluorapatit, in den hyperitischen Gabbrogesteinen Telemarkens (vgl. dies Buch, 4. Aufl. 1907, 352). In jeder Beziehung ähnlich ist nach Osann (36) das Vorkommen in Adern bei Ottawa, verknüpft mit basischen Intrusivgesteinen, begleitet von Skapolith und Phlogopit. —

Fluorapatit erscheint auch vielfach in den Pegmatiten granitischer Gesteine, ebenso auf den mit ihnen verknüpften Erzlagerstätten (Ehrenfriedersdorf, Schlaggenwald u. a.)

In Begleitung von Natrolith, der aus Sodalith hervorgegangen ist, beobachtete Böggild (56) feinkristallisierten Apatit (Dahllit), zum Teil auch Achat-ähnlich und auch amorph auf Naujait von Kangerdluarsuk, Grönland. —

In den Sedimenten ist er, sofern er nicht organischen Ursprungs ist, allothigen und seine allgemeine Verbreitung in rundlichen Körnern von vollkommener Frische in Sanden, Sandsteinen, Tonschiefern usw. überrascht einigermaßen bei seiner geringen Widerstandsfähigkeit gegen Säuren. — Eigentümliche Apatitschiefer mit 55 % Apatit neben 43 % Quarz und 2 % Graphit, Turmalin und Rutil, also eigentlich Apatit-quarzite beschrieb A. Osann (37) in linsenförmigen Einlagerungen in Graphitschiefern des südlichen Odenwaldes „Auf dem Zins“ bei Schriesheim. — Körniger Apatit tritt gern in Verknüpfung mit körnigem Kalk im Gneisgebirge Kanadas auf.

In rezenten Brachiopoden-Schalen kommt nach Andersson und Sahlborn (38) ebenfalls ein Fluor-haltiges Phosphat vor und fossile Obolus-Schalen bestehen zum Teil wesentlich aus Fluorapatit, wie denn Apatit häufiger durch Umbildung organischer Reste entstanden zu sein scheint. Dahin gehören sicher auch die Kriställchen, die Hans Mohr (39) im Innern der Radiolarien-Panzer der Kieselschiefer von Vörtenhof bei Ternitz (Nieder-Österreich) beobachtete; auch sonst sind kleine Apatit-kriställchen in Kieselschiefern häufig.

Die Phosphorite sind wohl ursprünglich konkretionäre Anhäufungen von phosphorsaurem Kalk, die mit zunehmendem geologischen Alter kristallin werden, indem sie unter Aufnahme von Fluor in Apatit übergehen. Nach G. Kalb (52) sind die Fasern des Phosphorits von Schlaggenwald in Böhmen und Amberg in Bayern gestreckt nach einer Richtung in (0001). Wie Carnot (40) zeigen konnte, nimmt der Gehalt an Fluor auch in den fossilen Knochen mit dem Alter erheblich zu, so daß man rezente und fossile Knochen auch danach sicher unterscheiden kann.

Literatur.

- (1) Stelzner, N. J. 1889 I, 267.
- (2) Liversidge, nach Z. X. 28, 220, 1897.
- (3) Brögger, Z. X. 16, 72, 1890.
- (4) Ramdohr, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1919, 330.
- (5) Voelcker, Dissert. Gießen, 1883.
- (6) Brögger und Baeckström, Ofv. Vet. Ak. Förh. 1888, Nr. 7.
- (7) Wl. Tschirwinsky, Centralbl. 1907, 279 und 1913, 971.
- (8) Rogers, Z. X. 52, 211, 1913.

- (9) R. Brauns, N. J. B. B. **41**, 60, 1917.
- (10) Petersen, N. J. 1868, 482.
- (11) Eißner, Dissert. Leipzig 1913.
- (12) O. Herrmann, N. J. 1893 II, 52.
- (13) P. A. Wagner, Centralbl. 1909, 550.
- (14) H. Baumhauer, Z. X. **18**, 31, 1891.
- (15) Nacken, Centralbl. 1912, 545.
- (16) Palache, Proc. Am. Ac. Arts a. Sc. **37**, 517, 1902.
- (17) Brugnatelli, Z. X. **36**, 100, 1902.
- (18) O. Stutzer, Z. D. G. G. **65**, — 226 —, 1913.
- (19) Zimanyi, Z. X. **40**, 282, 1904.
- (20) K. Walter, N. J. B. B. **23**, 581, 1907.
- (21) Termier, Bull. Soc. Min. Fr. **23**, 48, 1900.
- (22) Uhlmann, T. M. P. M. **28**, 452, 1910.
- (23) Zimanyi, Z. X. **39**, 509, 1904.
- (24) Pupke, Dissert. Bonn, 1908.
- (25) R. Brauns, N. J. B. B. **41**, 60, 1917.
- (26) Löffler, Centralbl. 1909, 666.
- (27) A. Carnot, Bull. Soc. Min. Fr. **19**, 136, 1896.
- (28) Rösler, N. J. B. B. **15**, 307, 1902.
- (29) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches 1888, S. 153.
- (30) H. A. Brouwer, Centralbl. 1914, 741.
- (31) Stelzner, Festschrift Isis, Dresden, 1885, 44.
- (32) Johannssen, nach N. J. 1911 I, — 411 —.
- (33) Ransome, Am. Journ. **176**, 337, 1908.
- (34) Watson, U. S. Geol. Surv. Bull. 580, — o —.
- (35) Eigel, T. M. P. M. **11**, 104, 1890.
- (36) Osann, Geol. Surv. Canada. Ann. Rep. XII, P. O. 1902, S. 59.
- (37) Osann, Mitt. Bad. Geol. Land. **2**, 378, 1893.
- (38) Andersson und Sahlbom, nach N. J. 1903 I, — 195 —.
- (39) H. Mohr, Wien. Denkschr. **98**, 154, 1922.
- (40) Carnot, Ann. d. Mines III, 155, 1893 und C. R. **114**, 1003, 1892.
- (41) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 386, 1922.
- (42) Winter, Dissert. Leipzig 1913.
- (43) Ditte, C. R. **96**, 575 und 846, 1883 und **100**, 967, 1885.
- (44) de Schulten, Bull. Soc. Min. Fr. **23**, 7, 1900.
- (45) Daubrée, C. R. **32**, 625, 1851.
- (46) Debray, C. R. **49**, 42, 1864.
- (47) Weinschenk, Z. X. **17**, 489, 1890.
- (48) Hutchings, Z. X. **15**, 526, 1889.
- (49) J. H. L. Vogt, Arch. f. Math. og Naturv. **13**, Hft. 1, 1892; auch Z. X. **21**, 174, 1893.
- (50) Berta Vukits, Centralbl. 1904, 739.
- (51) Zambonini, Z. X. **58**, 272, 278, 280, 1923.
- (52) Kalb, Centralbl. 1923, 420.
- (53) Ramdohr, Not. Bl. Ver. Erdkde. Darmstadt (5), Heft 5, S. 164, 1923.
- (54) Bellini und Grassi, nach Zeitschr. f. Krist. **58**, 272, 1923.
- (55) Bianchi, nach N. J. 1923 II, 172.
- (56) Böggild, Z. X. **55**, 417, 1921.
- (57) Dieckmann und Houdremont, Zeitschr. f. anorg. Chem. **120**, 129, 1921.

Nephelin.

Chem. Zus. Als Grundverbindung gilt nach den Arbeiten von Foote und Bradley (1), Schaller (2), Rogers (3) und Bowen (4) $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, dieser sind $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ und $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ in wechselnden Mengen beigemischt. Diese Auffassung findet eine gute Stütze darin, daß das künstlich von G. Friedel (5) dargestellte reine $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Kaliophililit) ähnliche geometrische und optische Eigenschaften wie der Nephelin hat, ebenso nach Foote und Bradley (1) der analog zusammengesetzte Eukryptit $\text{Li}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, daß ferner in dem sog. Pseudonephelin vom Capo di Bove ein besonders K-reicher Nephelin vorliegt. — Die Annahme einer Beimischung von $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ rechtfertigt sich durch die Tatsache, daß in allen Nephelinen ein Überschuß an SiO_2 gegenüber der Formel $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ angetroffen wird. Foote und Bradley fanden für den Nephelin in Gesteinen, in denen er sich neben Albit ausgeschieden hat, $0,97 \text{ K}_2\text{O} : 1,03 \text{ Al}_2\text{O}_3 : 2,21 \text{ SiO}_2$; daß die überschüssige SiO_2 als Albit vorhanden sei, wird deshalb angenommen, weil der Nephelin auch den isomorphen Anorthit aufzunehmen vermag und zwar in recht erheblichen Mengen, wie es die unten erwähnten Schmelzversuche zeigen. — Ganz reines $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ kommt in der Natur nicht vor. Uhlig (6) konnte in Kristallen vom Laacher See auch Spuren von Be und Ta nachweisen.

Morph. Dimorph; a) hexagonal, I. hemim. Tetart. nach den Ätzversuchen von Baumhauer (7), womit auch die Laue-Röntgenogramme nach Rinne (8) im Einklang sind. Die von Baumhauer und auch von H. Traube (9) beobachteten Parallel- und Zwillingsverwachungen rechter und linker Kristalle sind petrographisch einstweilen nicht von Bedeutung.

$$c = 0,8389 \text{ v. Kokscharow. } 0001 : 1011 = 44^\circ 5'.$$

$(10\bar{1}0)$, (0001) , $(10\bar{1}1)$, $(11\bar{2}0)$; kurz prismatisch bis dick taflig, oft nur $(10\bar{1}0)$ und (0001) , seltener mit schmalen (1011) , sehr selten mit schmalen $(11\bar{2}0)$. — Streng idiomorph als Einsprengling und meist auch in der Grundmasse der porphyrischen Gang- und Ergußgesteine (Taf. IX, Fig. 3). Kreuzförmige und knäuelartige Gruppen sind vielleicht als Zwillinge zu deuten. Kristallskelette im ganzen selten. — Regelmäßige Umwachsung von Nephelin um Olivin in Basanit des Böhmisches Mittelgebirges beschrieb Hirsch (16); es liegt die pseudo-hexagonale Achse a des Olivins der hexagonalen des N., und die Flächen (011) annähernd $\parallel (11\bar{2}0)$.

Seltener allotriomorph und derb.

b) Wahrscheinlich triklin, mikroklin-ähnlich verzwilligt, sog. Carnegieit, siehe unten S. 250.

Koh. Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}0)$ und (0001) von wechselnder Deutlichkeit, in sehr dünnen Schliften auch bei ganz frischen Kristallen erkennbar; bei beginnender Zersetzung Absonderung nach (0001) . — Bruch muschlig bis eben. — $H = 5,5 - 6$. — $d = 2,55 - 2,61$; bei künstlichem reinem $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ $d = 2,619$.

Opt. Glasglanz auf Kristall- und Spaltflächen von frischem Nephelin, fettig bei Eläolith und auf Bruchflächen von Nephelin. Nephelin ist farblos bis graulichweiß, Eläolith weißlich, grau, gelblich, grünlich, rötlich bis ziegelrot im auffallenden, im durchfallenden Licht farblos. Niedrige Brechungsindizes, schwache negative Doppelbrechung.

Für Na-Licht ist beobachtet:

	ω	ε	Δ
Hot Springs (Eläolith)	1,5469	1,5422	— 0,0047 Penfield.
" " " "	1,5466	1,5417	— 0,0049 Wülfing (10).
Vesuv (Nephelin)	1,5427	1,5378	— 0,0049 Wadsworth.
" " " "	1,5424	1,5375	— 0,0049 Zimanyi (11).
" " " "	1,5418	1,5378	— 0,0040 Wülfing (10).
Ariccia " "	1,5417	1,5382	— 0,0035 Starrabba (12).
Vesuv " "	1,5416	1,5376	— 0,0040 J. E. Wolff.
Mte Mulatto b. Predazzo (Eläolith)	1,539	1,534	— 0,005 Hlawatsch (13).
Vesuv (Nephelin)	1,5376	1,5339	— 0,0037 Zambonini (14).
Laurvik (Eläolith)	1,5364	1,5322	— 0,0042 Zimanyi (11).
Mte Ferru, Sardinien (Nephelin) ¹⁾	1,532	1,529	— 0,003 Washington u. Merwin (15).

An künstlichen Mischkristallen von Nephelin und Anorthit fand Bowen (22) noch folgende Werte:

% Anorthit	ω	ε	Δ
0	1,537	1,533	— 0,004
10	1,537	1,535	— 0,002
23	1,537	1,537	± 0
35	1,537	1,539	+ 0,002

Zambonini (14) fand an den obigen Kristallen vom Vesuv Δ steigend von $\Delta = 0,0035$ für $\lambda = 0,667 \mu$ bis $\Delta = 0,0044$ für $\lambda = 0,453 \mu$. In anderen Kristallen zeigte sich aber Abnahme der Doppelbrechung mit abnehmender Wellenlänge, und zwar von 0,0036 bis 0,0020, in noch anderen ein Gleichbleiben für alle Wellenlängen, auch zeigten sich Brechung und Doppelbrechung durch Erhitzen erheblich (und dauernd) geändert. Z. vermutet, daß es am Vesuv zwei verschiedene Typen gibt, vielleicht im Zusammenhange mit Schwankungen der chemischen Zu-

¹⁾ Aus der gleichzeitig mitgeteilten Analyse ist nicht ersichtlich, worauf diese ungewöhnlichen Werte beruhen könnten.

sammensetzung. — Im allgemeinen ist die Dispersion der Doppelbrechung in den Interferenzfarben nicht merklich.

Kleine Unregelmäßigkeiten im optischen Verhalten des Nephelins, besonders das Auftreten der Zweiachsigkeit mit kleinem $2E$ in basalen Schnitten, sind seit längerer Zeit bekannt, wenn auch die sichere Feststellung wegen der sehr geringen Doppelbrechung des Minerals Schwierigkeiten darbietet. Höchst auffällig aber sind die Erscheinungen, welche E. Esch (17) an dem Nephelin der Nephelinite des Vulkans Etinde in Kamerun beschreibt.

Die 0,2—2 mm großen Einsprenglinge sind nach ihrem optischen Verhalten triklin, vielfach verzwillingt; Schnitte aus der Säulenzonenlöschung $4-5^\circ$, zuweilen bis 8° schief aus; Schnitte senkrecht dazu sind nicht isotrop, sondern zerfallen in Sektoren, die unter $5-10^\circ$ zur Kante zum Prisma auslöschen. Im übrigen verhalten sich diese Sektoren aber verschieden: einige zeigen im konvergenten Licht eine negative Mittellinie mit kleinem Achsenwinkel (meist $5-10^\circ$), die Achsenebene $10-15^\circ$ zur Prismenkante geneigt; der gegenüberliegende Sektor dann entweder eine positive Mittellinie mit größerem Achsenwinkel, die Achsenebene $82-85^\circ$ geneigt zur selben Prismenkante, oder das Interferenzbild um die optische Normale mit der Ebene ab um $5-8^\circ$ geneigt zu jener Kante. Alles dieses deutet auf triklone Symmetrie und auf Zwillingstellung des gegenüberliegenden Sektors zum ersten; im ersten Falle nach $(10\bar{1}1)$, im zweiten nach $(3\bar{3}65)$ [bei welchen beiden Gesetzen eine Prismenfläche erster, bzw. zweiter Ordnung des Zwillingsteiles mit einer Fläche (0001) des Hauptteiles annähernd zusammenfällt]. Außerdem kommen noch annähernd sechsseitige Schnitte vor, die in sechs Sektoren zerfallen, von denen jeder ein annähernd gleich stark exzentrisch gelegenes optisches Achsenbild um die spitze negative Mittellinie zeigt; dies wird als Zwillingbildung nach $(20\bar{2}1)$ aufgefaßt.

Obwohl eine sichere Deutung auf Grund nur der optischen Beobachtungen wohl nicht möglich ist, wird es doch sehr wahrscheinlich, daß Esch hier die triklone, später Carnegieit genannte Modifikation vorgelegen hat, oder die rhombische Modifikation eines kalireichen Mischkristalls. Bowen hält, nachdem der Nachweis unbeschränkter Mischbarkeit zwischen Nephelin und dem rhombischen $KAlSiO_4$ erbracht ist, letzteres für wahrscheinlicher, möchte daraus aber nicht den Schluß ziehen, daß die Bildung der Etinde-Nepheline bei besonders hoher Temperatur ($1325-1350^\circ$) stattgefunden habe.

Einen anscheinend ähnlichen Bau hat auch Ippen (18) an Nephelin von Predazzo beobachtet und dabei mit Recht an den Zwilling-

bau der optisch hexagonalen, aber hemimorph-tetartoedrischen Kristalle erinnert. Freudenberg (19) konnte die oben genannten Zwillingsgesetze an optisch normal-einachsigen Kristallen vom Katzenbuckel feststellen [obwohl nach Lattermann (20) gerade an ihnen optische Anomalien sich auffallend stark bemerkbar machen sollen].

Des Cloizeaux und Jannetaz (21) fanden im Basalt von Denis bei Le Puy (Hte. Loire) Einschlüsse von emailleartigem Nephelin; auch am Vesuv kommen solche vor, deren nähere Untersuchung noch aussteht.

Phys.-Chem. Künstlicher Nephelin von der Zusammensetzung $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ wandelt sich nach Bowen (22) bei 1248° in eine trikline Modifikation (Carnegieit) um. Durch Aufnahme von $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Kalio-philit) erhöht sich diese Umwandlungstemperatur auf rund 1400° , sodaß der kalireiche Nephelin von Magnet Cove nach Bowen (4) bei 1340° noch ohne Umwandlung schmelzen und als hexagonaler Nephelin wieder kristallisieren kann. Der Schmelzpunkt des (in Carnegieit umgewandelten) Nephelins ist 1526° . —

Gelatiniert leicht mit Salzsäure und läßt sich gut anfärben: in der trocknenden Gallerte bilden sich Würfelchen von Kochsalz. — Morozewicz (23) konnte Nephelin aus dem Gestein mittelst $\frac{1}{4}$ Normal-Salzsäure für die chemische Untersuchung in Lösung bringen.

Außerordentlich mannigfach sind die Umwandlungen des Eläoliths und Nephelins. Am häufigsten ist die Umwandlung in Zeolithaggregate von verworren blättrig-körniger bis blättrig-stenglicher Struktur, sogenannten „Spreustein“, deren Aussehen im Dünnschliff von F. Zirkel zutreffend mit den Eisblumen des Winters an den Fensterscheiben verglichen wird. Der Prozeß beginnt von der Peripherie der Kristalle aus, auf welche die Faser- und Blätterbüschel sich senkrecht ansetzen und schreitet von hier und analog von Spalten und Klüften im Innern aus allmählich fort bis zu mehr oder weniger vollkommener Zerstörung des Mutterminerals. Solche Spreusteine bestehen vorwiegend aus Ranit oder Hydronephelit (Hydronephelitspreusteine Bröggers) oder aus Natrolith (Natrolithspreusteine), oder aus Gemengen beider, denen in kleinen Mengen oft Thomsonit, Diaspor oder Hydrargillit beigemischt ist. Beschreibungen dieser Pseudomorphosen sind häufig in der Literatur; speziell beschäftigt sich mit ihnen eine Arbeit von C. von Eckenbrecher (59). — In den theralithischen Gesteinen und nach N. V. Ussing (38) in den grönländischen Eläolithsyeniten findet sich am häufigsten die Umwandlung in Analcim. Auch hier schreitet der Prozeß von der Peripherie nach innen fort; es bildet sich eine isotope Schale um den Eläolith, von der aus zungenförmige und warzen-

ähnliche Fortsätze in das Innere mehr und mehr vordringen. — Die Umwandlung in Sodalith (wohl unter dem Einfluß NaCl-haltiger Lösungen) wurde schon von J. Strüver und R. Blum an Nephelin und Eläolith beschrieben, neuerdings von Ussing (38). Nach letzterem beginnt sie ähnlich, wie bei der Umwandlung in Analcim vom Rande her in kugelsegmentähnlichen Ansätzen und schreitet nach innen fort, teils tritt sie an zahlreichen Punkten im Innern auf und führt hier zur Bildung von rundlichen bis eckigen Sodalitheinschlüssen im Eläolith. — Die Umwandlung in Cancrinit ist sehr verbreitet und folgt ebenfalls den Rändern und Spaltrissen des Eläoliths, denen meistens parallel sich die stark doppelbrechenden Cancrinitnadelchen ordnen. Seltener entstehen divergierende, büschelige oder verworrene, blättrige Cancrinitaggregate im Muttermineral. — Brögger (30) beschreibt Umwandlungen des Eläoliths der südnorwegischen Alkaligesteine, bei denen zunächst eine Auflösung und Fortführung des Eläoliths, später ein Neuabsatz von Substanz stattfand, wie die Natur der Grenzlinien deutlich erkennen lasse. Unter den, meistens in wohlerkennbaren Schalen sich folgenden Neubildungen spielen Analcim und Sodalith die Hauptrolle; daneben erscheinen Hydronephelit, Natrolith, Thomsonit und Ägirin. Das wären also eigentlich Ausfüllungspseudomorphosen. —

Die Umwandlung des Nephelins in Zeolithe und in Sodalith dürfte wohl unter Mitwirkung heißer Lösungen (Restlaugen) bald nach der Verfestigung der Gesteine stattgefunden haben. Ob man die allverbreitete Umbildung in dichten Muscovit, wie sie im Liebenerit von Predazzo und im Gieseckit von Akuliarusek unfern Igaliko in Grönland schon von Blum richtig erkannt wurde, als bloße normale atmosphärische Verwitterung betrachten darf, erscheint zweifelhaft. Nach der genauen mikroskopischen Untersuchung von Ussing (38) liegen in Schnitten senkrecht zu (0001) des Eläoliths 0,2 mm dicke bis submikroskopische Muscovitblättchen mit ihren Spaltflächen meist \parallel (0001), daneben kommen Streifen und Flecken vor, wo die Glimmerblättchen teils ganz unregelmäßig, teils in Rosetten geordnet, teils in Streifen \perp (0001) liegen. In basalen Schnitten liegen die Glimmerblättchen gern rosettenförmig oder sonst ohne regelmäßige Orientierung durcheinander. Ob die Anordnung des Umwandlungsproduktes nur durch die wenig vollkommene Blättrigkeit des Mutterminerals bedingt ist, ist wohl fraglich.

J. Lemberg (39) hat die Umwandlung des Nephelins in Sodalith und Cancrinit experimentell verfolgt.

Künstl. Darstellung. Der Nephelin wurde zuerst von Fouqué und Michel-Lévy (48) aus Schmelzfluß der Zusammensetzung $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ dargestellt. Sie erhielten z. T. Skelette. Nach derselben Methode wurden

Versuche von Bourgeois (49) und Doelter (50) ausgeführt. Letzterer erhielt zusammen mit Hussak (51) auch einen kalkhaltigen Nephelin durch Zusammenschmelzen einer Mischung von $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ in hexagonalen Prismen. Ebenso erhielt ihn Doelter (52), als er $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ und $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ im Verhältnis 7:2 bis 1:1 zusammenschmelzte, dieser Nephelin wird also kalihaltig gewesen sein. Wenn die Menge des Leucitmaterials größer war, entstand neben Nephelin auch Leuzit. Auch Mischungen $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSiO}_4$ ergaben Nephelin. Ginsberg (47) erhielt beim Erstarren einer Schmelze von der Zusammensetzung NaAlSiO_4 anscheinend auch trikline Carnegieit und beobachtete seine Umwandlung in Nephelin beim längeren Erhitzen (angeblich auf $900 - 1000^\circ$), auch erhielt er Mischkristalle von Nephelinform mit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ -Gehalt.

Bowen (22) erhielt bei der Untersuchung des schmelzflüssigen Systems $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ Kristalle des trikline Carnegieit unterhalb 1526° ; er mischte sich nur wenig mit Anorthit und verwandelte sich bei 1248° in Nephelin mit erheblich größerer Aufnahmefähigkeit für Anorthit, nämlich bis 35% (während im natürlichen Nephelin höchstens 11% gefunden sind). Die Umwandlungstemperatur Nephelin \rightarrow Carnegieit steigt mit zunehmendem Gehalt an $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ rasch an (für 35% Anorthit um mehr als 150°).

Hautefeuille (53) erhielt N. in meßbaren Kristallen der Form $(10\bar{1}0)$, (0001) durch Auflösung seiner Bestandteile in Natriumvanadinat und Kristallisation bei hoher Temperatur; Ch. und G. Friedel (54) durch Einwirkung von Ätzkali oder Ätznatron auf Muscovit. Reinen, allerdings stark eisenhaltigen, aber Na-freien Kalinephelin stellte G. Friedel (5) durch Behandlung von Na-freiem Muscovit mit reinem KOH bei 510 bis 600° dar; es waren nach (0001) tafelige Kristalle mit ähnlichen optischen Eigenschaften wie Na-Nephelin, $A = -0,005$, $d = 2,65$. Bemerkenswert ist, daß bei einem Gehalt von nur 2 Na_2O auf 100 K_2O schon Nephelin entstand der mehr Na_2O als K_2O enthielt. — Koenigsberger und Müller (33) geben als untere Grenze für die Nephelinbildung in wässrigen Lösungen 330° an.

Vork. Nephelin und Eläolith verhalten sich zueinander, wie Sanidin und Orthoklas, sowohl im physikalischen wie im geologischen Sinne. Der Nephelin umfaßt die glasigen farblosen Vorkommnisse der neovulkanischen Erguß- und der tinguaitischen Ganggesteine, der Eläolith die derben, meistens etwas gefärbten (grünlichen, bräunlichen, roten und grauen) Vorkommnisse in den Tiefengesteinen und den pegmatitischen Gängen. In neuerer Zeit sucht man diesen Unterschied als Folge nicht nur von Zersetzungs-, sondern auch von Entmischungsvorgängen zu deuten.

Der Eläolith der Tiefengesteine ist um so vollkommener idiomorph, je reichlicher er auftritt, dagegen erscheint er gern als Ausfüllung der vom Feldspat und anderen Gemengteilen leer gelassenen Räume, wo er nur spärlich und als Übergemengteil da ist. Besonders in solchen Vorkommnissen begegnet man ihm wohl auch in mehr oder weniger zahlreichen, idiomorphen Individuen dem Feldspat granophyrisch eingewachsen.

Unter den oft sehr zahlreichen und gern in konzentrischen Schalen geordneten, seltener regellos zerstreuten Einschlüssen haben Flüssigkeitseinschlüsse, gelegentlich mit Kochsalzwürfelchen, und Gaseinschlüsse allgemeine Verbreitung. Sehr häufig sind auch Mikrolithe, Stengelchen und Blättchen von diopsidischem Augit und Ägirin, welche oft die grünliche Farbe im auffallenden Lichte bedingen. In anderen Fällen rührt diese von hexagonalen Blättchen und Schüppchen eines grünen Glimmerminerals mit O grün, E gelblich her, wie W. C. Brögger (30) bei den südnorwegischen Vorkommnissen und N. V. Ussing (38) bei den grönländischen erkannten. Die roten und braunen Farben rühren von Eisenglimmerblättchen und Eisenhydroxyden her. Ebenso sind Arvedsonitnadeln und -fetzen, Sodalithkriställchen, Fluoritkörnchen und andere begleitende Mineralien nicht selten eingeschlossen. — Die eigentliche Heimat des Eläoliths sind die foyaitischen Tiefengesteine, Eläolithsyenite und Leucitsyenite, und ihre pegmatitischen Begleitformen, in denen ihn zuerst Th. Scheerer (24), dann A. Koch (25) und van Werveke (26), Brögger (30) und viele andere mikroskopisch beschrieben. Die von Adams (28) als Monmouthit bezeichneten Gesteine bestehen fast ganz aus Nephelin. Diese Nepheline sind z. T. sehr reich an Kali; so fand Morozewicz (29) im Mariupolit, obwohl in diesem das Verhältnis $K_2O : Na_2O$ nur 1 : 24 ist, in seinem Nephelin 5,4% K_2O gegen 16,1% Na_2O ¹⁾. Auch damit mag der Reichtum an Muscovit in den Umgebungsprodukten zusammenhängen. In den von W. Ramsay (27) beschriebenen Urtiten der Halbinsel Kola, in den Ijolithen und Theralithen wird der Eläolith, ebenso wie in den tinguitischen Randfazies der Eläolithsyenite sehr nephelinähnlich. In den Eläolithporphyren hat er den Habitus wie in den Eläolithsyeniten.

Von Interesse ist auch das Vorkommen des Nephelin im Kimberlit von Transvaal. Er hat hier Glaseinschlüsse und Lacroix (31) vergleicht seine Rolle mit der des Melilith in den Alnöiten (wo dieser nach den späteren Untersuchungen von Bowen wohl unter Mitwirkung alkalireicher Schmelzreste entstanden ist).

¹⁾ Man vergleiche damit Friedel (5) auf voriger Seite.

Der Nephelin der grobkörnigen, sog. Nephelindolerite ähnelt dem Eläolith im angenähert derben Habitus und fettigen Glanz, sowie in der Natur und Anordnung seiner Einschlüsse (Taf. V, Fig. 4). Den typisch glasigen Habitus besitzt er in den Phonoliten und Tinguiten, Tephriten und Basaniten, Nepheliniten und Nephelinbasalten, Leucitophyren, Leucititen und Leucitbasalten. In den Phonolithen, in denen schon R. Blum sein Vorhandensein erkannt hatte, beschrieb ihn zuerst Jenzsch (55), der ihn allerdings offenbar noch mit dem Hauyn verwechselte und später Ferd. Zirkel (56), in den Leucitophyren Gerhard vom Rath (57); die weite Verbreitung in den basaltischen Gesteinen wies zuerst F. Zirkel (58) nach. Er ist in diesen Gesteinen fast durchweg idiomorph und nur in gewissen Tephriten und Nephelinbasalten in derben Körnern ohne Kristallbegrenzung (Nephelinitoid) ausgebildet; in Phonolithen und Tinguiten führt er dieselben Einschlüsse, wie in den Tiefengesteinen, in basaltoiden Gesteinen ist er oft einschlußfrei.

In paläozoischen Ergußgesteinen ist Nephelin bisher nur selten beobachtet, wahrscheinlich nur infolge seiner leichten Zersetzbarkeit. Anscheinend zuerst fand ihn in solchen Hatch (32) in Phonolithen des Traprain Law.

Koenigsberger und Müller (33) machten darauf aufmerksam, daß Nephelin auf den alpinen Klüften fehlt, ebenso in Drusen granitischer und dioritischer Tiefengesteine. Dagegen findet er sich z. T. in sehr großen Kristallen auf den pegmatitischen Gängen der Nephelinsyenite (Südnorwegen, Kanada), ebenso in Hohlräumen trachytischer und basaltischer Gesteine, wohl als pneumatolytisches Produkt. Daß er auch schon bei niedrigen Temperaturen (anscheinend unter Mitwirkung von Fluor) entstehen kann, zeigt die Beobachtung von Johnston-Laevis (34), wonach der Tuff der Campagna Knochen enthält, in denen (noch neben organischer Substanz!) Kristalle von Augit, Hornblende, Glimmer und Flußspat und auch Nephelin gebildet sind.

Von hoher geologischer Bedeutung ist der Nachweis des Nephelins in Gesellschaft von Jadeit in kristallinen Schiefen durch M. Bauer (35). Die Gesteine sollen aus Tibet stammen. — In reinem Orthogneiß von Cevadaes (Portugal) fand ihn Osann (36), in solchen von Madagaskar Lacroix (37) in einem großen Gebiete zwischen Androtra im Norden und Makarainga, in beiden Fällen in streifigem Gemenge mit fast denselben Mineralien: Mikroklin, Albit, entweder einer Hastingsit-artigen Hornblende und Ägirin, oder Biotit und Muscovit, wozu in dem portugiesischen Vorkommen noch Cancrinit und Kalkeisengranat, im madagassischen noch Losit tritt.

Der von Mierisch (40) in den Somma-Auswürflingen entdeckte Kaliophililit ist $K_2Al_2Si_2O_8$. Er ist von Zambonini (41) dort in meßbaren Kristallen gefunden. Danach ist er hexagonal, $c = 0,8382$; $0001 : 1011 = 44^\circ 4'$, also sehr ähnlich Nephelin. Larsen (42) bestimmte (an sog. Phakellit) $\omega = 1,537$, $\varepsilon = 1,533$, $A = -0,004$. In Drusen der Kalkblöcke kommt der K. namentlich in kleinen Höhlungen des Leucit vor, wo er wahrscheinlich durch Einwirkung des Kalkes auf den Leucit bei höherer Temperatur entstanden ist:



Eigentlich gesteinsbildend ist er bisher nicht beobachtet.

Nach Bowen (4) ist auch $K_2Al_2Si_2O_8$ dimorph; in künstlichen Schmelzen wurde festgestellt, daß er oberhalb 1540° rhombisch¹⁾ wird, mit

$$\alpha = 1,528, \gamma = 1,536; A = 0,008; 2V = 39^\circ.$$

Doppelbrechung negativ. Er schmilzt erst bei rund 1800° . Mit Carnegieit besteht ein Eutektikum, mit Nephelin dagegen unbeschränkte Mischbarkeit.

Eukryptit ist nach Brush und E. S. Dana (44) ein Lithionephelin von der Zusammensetzung $Li_2Al_2Si_2O_8$, der im Gemenge (anscheinend einer Art perthitischer Entmischung?) mit Albit, als Umwandlungsprodukt des Spodumens von Branchville, Conn. erscheint. F. M. Jaeger und Simek (45) fanden seine Dichte zu 2,667, $n = 1,545 \pm 0,002$ (Na). Er ist wiederholt auch künstlich dargestellt (vgl. Weyberg 46) und wurde von Ginsberg (47) in optisch einachsigen, negativ doppelbrechenden Kristallen mit dem Schmelzpunkt 1307° erhalten. (Dagegen fanden Jaeger und Simek (45) für ein vom Eukryptit nach Dichte und optischen Eigenschaften verschiedenes Kristallisationsprodukt derselben Zusammensetzung den Schmelzpunkt zu 1388° .)

Literatur.

- (1) Foote und Bradley, Am. Journ. **31**, 30, 1911 und **33**, 439, 1912.
- (2) Schaller, Z. X. **50**, 543, 1912.
- (3) Rogers, Am. Journ. **33**, 53, 1912.
- (4) Bowen, Am. Journ. (4) **43**, 115, 1917.
- (5) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **35**, 471, 1912.
- (6) Uhlig, N. J. B. B. **35**, 731, 1913.
- (7) H. Baumhauer, Z. X. **6**, 207, 1882.
- (8) Rinne, Centralbl. 1919, 129.

¹⁾ Eine solche Modifikation ist nach Weyberg (43) bereits von Lemberg dargestellt und zwar weit unterhalb 1540° .

- (9) H. Traube, N. J. B. B. **10**, 463, 1896.
- (10) Wülfing, Heidelberger Ber. **20**, 9, 1911
- (11) Zimanyi, Z. X. **22**, 333, 1894.
- (12) Starrabba, nach Z. X. **56**, 142, 1921.
- (13) Hlawatsch, T. M. P. M. **20**, 42, 1901.
- (14) Zambonini, nach Z. X. **55**, 302, 1915/20.
- (15) Washington und Merwin, Journ. Washington Ac. Sc. **5**, 389, 1915.
- (16) Hibsich, T. M. P. M. **34**, 123, 1917.
- (17) Esch, S. B. A. **18**, 400, 1901.
- (18) Ippen, S. W. A. **111**, 33, 1902.
- (19) Freudenberg, Mitt. Bad. Geol. Land. **5**, 232, 1904.
- (20) Lattermann, Heidelberger Dissert. v. J. 1887. (Nicht veröffentlicht.)
- (21) Des Cloizeaux und Jannetaz, Bull. Soc. Min. Fr. **5**, 320, 1882.
- (22) Bowen, Am. Journ. (4) **33**, 551, 1912.
- (23) Morozewicz, nach Uhlig N. J. B. B. **35**, 724 und 731, 1913.
- (24) Th. Scheerer, Pogg. Ann. **119**, 145, 1863.
- (25) A. Koch, N. J. B. B. **1**, 132, 1881.
- (26) van Werveke, N. J. 1880, II, 141.
- (27) Ramsay, Geol. För. Förh. **18**, 459, 1896.
- (28) Adams, Am. Journ. (4) **17**, 276, 1904.
- (29) Morozewicz, nach Z. X. **37**, 492, 1903.
- (30) Brögger, Z. X. **16**, 217, 1890.
- (31) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **21**, 21, 1898.
- (32) Hatch, Geol. Mag. 1892, 149.
- (33) Koenigsberger und Müller, N. J. B. B. **44**, 429, 1921.
- (34) Johnston-Laevis, Geol. Mag. 1895, 309.
- (35) M. Bauer, N. J. 1896 I, 85 und 1897 I, 258.
- (36) Osann, N. J. 1907 II, 109.
- (37) Lacroix, C. R. **155**, 1123, 1912.
- (38) Ussing, Meddelelser om Grönland **14**, 109, 1894.
- (39) J. Lemberg, Z. D. G. G. **28**, 536, 602, 1876; **35**, 607, 611, 1883.
- (40) Mierisch, T. M. P. M. **8**, 157, 1887.
- (41) Zambonini, nach Z. X. **55**, 300, 1915/20.
- (42) Larsen, U. S. Geol. Survey, Bull. **679**, 95, 121.
- (43) Weyberg, Zentralbl. 1908, 401.
- (44) Brush und E. S. Dana, Am. Journ. **20**, 259, 1880.
- (45) F. M. Jaeger und Simek, Proc. Kon. Ak. Vet. Amsterdam **17**, 239, 1914.
- (46) Weyberg, Zentralbl. 1905, 653.
- (47) Ginsberg, Zeitschr. f. anorg. Chem. **73**, 277, 1912.
- (48) Fouqué und Michel-Lévy, C. R. **87**, 961, 1878; **90**, 698, 1880 und Bull. Soc. Min. Fr. **2**, 116, 1879 und **3**, 118, 1880.
- (49) Bourgeois, Ann. Phys. Chim. **19**, 1883.
- (50) Doelter, Z. X. **9**, 321, 1884.
- (51) Hussak, N. J. 1884 I, 167, Anmerkg.
- (52) Doelter, Z. X. **9**, 321, 1884.
- (53) Hautefeuille, Ann. École Norm. Sup. **9**, 1880.
- (54) Ch. und G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 129, 1890.
- (55) Jenzsch, Z. D. G. G. 1856, 184.
- (56) Zirkel, Pogg. Ann. **131**, 303, 1867.

(57) vom Rath, Z. D. G. G. **12**, 35, 41, 1860.

(58) Zirkel, Mikr. Unt. Zusammensetzg. u. Strukt. Basaltgesteine Bonn, 1870, 38.

(59) v. Eckenbrecher, T. M. P. M. **3**, 1, 1880.

Cancrinit.

Chem. Zus. $3 \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2^1$.

Nach B. Mauritz (1) kann Ca in kleinen Mengen durch Mn vertreten werden, das anscheinend die Rosafärbung veranlaßt. — Larsen und Steiger (2) fanden am Barrow-Creek auch einen Cancrinit, in dem die Hälfte des CO_2 durch SO_3 ersetzt war.

Morph. Hexagonal, holoedrisch. $c = 0,4052$ (das ist annähernd $\frac{1}{2} c$ des Nephelin), nach Brauns und Uhlig (3), nahe übereinstimmend mit den von Zambonini an Kristallen von der Somma ermittelten Werten.

$$10\bar{1}1 : 10\bar{1}0 = 64^\circ 47\frac{1}{2}', \quad 10\bar{1}1 : 1\bar{1}01 = 24^\circ 28'.$$

($10\bar{1}0$), ($10\bar{1}1$). Langprismatisch; unregelmäßige Körner, stenglige und schuppige Aggregate; Verwachsungen mit Nephelin mit paralleler kristallographischer Orientierung beider.

Koh. Spaltbarkeit nach ($10\bar{1}0$) sehr vollkommen; im Dünnschliff sehr deutlich; weniger vollkommen nach (0001)²), nur andeutungsweise nach ($11\bar{2}0$). — $H = 5-6$. — $d = 2,42-2,5$.

Opt. Schwacher Glasglanz, ins Fettige geneigt, auf Spaltflächen Perlmutterglanz. Farblos, oft gelb, blaurot, rosa; im Dünnschliff farblos. Die gelbe Farbe soll nach Thugutt (6) durch einen kleinen Gehalt an Mosandrit verursacht werden. Für die rote im Cancrinit von Miask sind nach Johnsen (7) regelmäßig eingelagerte Blättchen von Eisenglanz verantwortlich zu machen. — Sehr schwache Lichtbrechung, starke negative Doppelbrechung.

	ω	ε	Δ	
Miask (für rot)	1,5244	1,4955	— 0,0289	Osann.
Litchfield	1,522	1,499	— 0,023	Michel-Lévy und La- croix (8).
Somma ($\lambda = 0,57 \mu$) ³)	1,5156	1,4911	— 0,0245	Zambonini (5).
Beaver Creek (Sulfat-Cancrinit)	1,509	1,500	— 0,009	Larsen und Steiger (2).

Die Dispersion der Doppelbrechung ist nach den Messungen von Matilde Albis (25) nicht erheblich ($N = +17$).

¹) Diese Formel ist zum Teil auch aus den bei Gossner (4) geltend gemachten Gründen gewählt.

²) Nach Zambonini (5) ist in den Kristallen von der Somma die Spaltung nach (0001) vollkommener als jene $\parallel (10\bar{1}0)$.

³) Diese Kristalle Ca-reicher als jene von Miask.

Phys.-Chem. Schmilzt beträchtlich leichter als Nephelin unter Aufschäumen (und Zersetzung). Künstlicher C. (vgl. unten) der Zusammensetzung $3 \text{ NaAlSiO}_4 \cdot 1 \text{ CaCO}_3$ schmilzt nach Eitel (9) bei 1253° und 110 kg/cm CO_2 -Druck inkongruent unter Zerfall in Nephelin und Schmelze.

Wird von Salzsäure unter schwacher, aber anhaltender CO_2 -Entwicklung gelöst; beim Erwärmen gelatiniert die Lösung. Die Entwicklung der CO_2 läßt sich sehr gut auch im Dünnschliff beobachten, ebenso das Trübwerden beim Glühen nach E. Cohen (10). Indessen gibt Zambonini (11) an, daß sich der C. entwässern läßt, ohne seine Kristallstruktur zu verlieren. — Umbildung zu Natrolith (unter Ausscheidung von Kalkspat) ist beobachtet und abgebildet von v. Eckermann (32).

Künstl. Darstellung. W. Eitel (9) gelang die künstliche Darstellung des C. durch Erhitzen eines Gemenges von NaAlSiO_4 (in synthetischen Kristallen von Nephelinform) + CaCO_3 unter einem CO_2 -Druck von 110 kg/cm^2 . Er bildet mit NaAlSiO_4 (in Nephelinform) ein Eutektikum von rund 66 Gew.-% Nephelin und 34 % CaCO_3 bei 1190° . Im Temperatur-Intervall zwischen 1190° und dem inkongruenten Schmelzpunkt des Cancrinit bei 1253° kann Cancrinit primär ausgeschieden werden, außerdem in Mischungen mit weniger als 66 % Nephelin in eutektischem Konglomerat mit Kalkspat. Danach ist die Bildung von Cancrinit nur in der Tiefe (bei hinreichendem CO_2 -Druck) zu erwarten, womit die Verbreitung gut stimmt.

Vork. Der C. ist ein primärer Gemengteil vieler foyaitischer und theralitischer Tiefen- und Ganggesteine, besonders der Eläolithsyenite, in denen er zum Teil den Eläolith vertreten kann wie bei Särna in Dalekarlien nach Törnebohm (12), und im Kirchspiel Kuolajärvi in Finnland, wo er nach W. Ramsay und Nyholm (13) bis 29 % des Gesteins ausmacht. Ebenso erscheint er nach P. Quensel (14) als wesentlicher Gemengteil in den Canaditen von Almunge, zum Teil als gleichaltrige Bildung mit Albit und Nephelin, zum Teil als Zersetzungsprodukt des letzteren. In den trachytisch struierten Nephelin-Ganggesteinen von Arkansas füllt er nach J. F. Williams (15) die Lücken aus. Im ganzen ist er so häufig vergesellt mit Kalk und kalkreichen Silikaten, daß man wohl auf eine Resorption von Kalkstein in diesen alkalireichen Magmen schließen muß. So berichtet schon Lacroix (16), daß der Cancrinit in den Nephelinsyeniten von Montreal namentlich in seinem Kontakt mit Kalk den Nephelin nach und nach auffrißt, ebenso verdrängt der C. den Nephelin im Nephelinsyenit von Pouzac [Lacroix (17)], und ebenso ist es nach Preobrajensky (18) in den Nephelinsyeniten vom oberen Zerafschan (Turkestan). Im Fen-Gebiet Südnorwegens bildet der C. um

Nephelin da, wo dieser sich mit Kalkspat berührt, einen charakteristischen Reaktionsrand, in welchem die dünnen Cancrinitstengel senkrecht zur Grenze orientiert sind (Taf. IX, Fig. 4). Ganz ähnliches beobachteten schon Adams und Barlow (20) in Cancrinit des Monmouthit von Kanada. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß die häufigen Angaben, wonach der Cancrinit sekundär als Zersetzungsprodukt von Nephelin erscheint, zum Teil in Pseudomorphosen nach diesem, sich öfter auf Umbildungen des Nephelins im Magma selbst beziehen. Dahin gehören vielleicht die älteren Angaben von Brögger (21) für das Vorkommen im Langesunds-Gebiet, von A. Koch (22) und B. Mauritz (1) für den Ditroit, von Graeff (23) für die Vorkommen der Serra de Tingua (Rio de Janeiro), von F. W. Clarke und Diller (24) für Litchfieldit.

Brauns und Uhlig (3) erkannten den Cancrinit in den Auswürflingen des Laacher Sees; nach G. Schuster (33) findet er sich auch hier vielfach in gegenseitiger Umschließung mit Kalk; für seine Mikrostruktur bezeichnend sind $\parallel c$ verlaufende Strichsysteme und Spaltrisse, denen hier (wie nach Ramsay auch in dem Vorkommen von Umptek) eine Zersetzung in eine Davyn-ähnliche Substanz (mit gleich orientierter optischer Achse) folgt. Durch starke Erhitzung (bei niedrigem Druck) scheint er hier öfter in Nephelin verändert oder zu Glas geschmolzen. Zambonini (5) fand ihn in den Auswürflingen des Mte Somma.

Auch in den wohl aus Nephelinsyeniten hervorgegangenen Nepheligneißen von Cevadaes in Portugal kehrt der Cancrinit nach Osann (26) wieder.

C. erleidet dieselben Umwandlungen zu Zeolithen und pinitoidischen Substanzen wie Nephelin.

Losit. In den foyaitischen Nephelinsyeniten der Los-Inseln wird der Nephelin nach Lacroix (27) zuweilen überwuchert und verdrängt durch ein faseriges Mineral mit $a \parallel c$, $\Delta = -0,011$ bis $-0,012$, $\omega = 1,51$ ca.; es gelatiniert leicht mit Säuren, wird bis 400° nicht zersetzt. Da es nach L. wohl zur Cancrinit-Gruppe gehört, kann man an Sulfat-Cancrinit denken, dessen Doppelbrechung ja nach Larsen und Steiger (2) erheblich niedriger sein soll als die des Carbonat-Cancrinit. Es erscheint als Begleiter des Nephelins auch im Nepheligneiß von Madagaskar [Lacroix (28)].

Spurrit. Eitel (29) gelang auch die Darstellung eines Minerals von der Zusammensetzung $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$ aus Schmelzfluß unter hohem CO_2 -Druck, allerdings nicht in der natürlich bekannten Modifikation (β -Spurrit), sondern in einer andern (α -Spurrit), die aus β -Spurrit bei stundenlangem Erhalten auf oberhalb 1200° entstehen kann. Die monoklinen

Kristalle des β -Spurrit finden sich bei Velardeña, Durango, Mexiko, in kontaktmetamorphen Kalken; Zwillingbildung nach (001) und (h 0 l); Spaltbarkeit nach (001). $d = 3,014$, $\gamma - \alpha = 0,040$, $\beta = 1,674$ ca. [nach Wright (30)]. Larsen und Foshag (31) bestimmten noch $\beta = 1,672$, $\gamma = 1,676$. — Brechung des α -Spurrit zwischen 1,665—1,680, $\Delta = 0,03$ ca. Schmilzt inkongruent bei 1380° (122 Atm.). Löslich schon in Essigsäure.

Literatur.

- (1) B. Mauritz, Math. Ntw. Ber. aus Ungarn **30**, 183, 1912.
- (2) Larsen und Steiger, Am. Journ. (4) **42**, 332, 1916.
- (3) Brauns und Uhlig, N. J. B. B. **35**, 128, 1913.
- (4) Gossner, Centralbl. 1922, 199.
- (5) Zambonini, Z. X. **55**, 304, 1915/20.
- (6) Thugutt, N. J. 1911 I, 25.
- (7) Johnsen, Centralbl. 1911, 369.
- (8) Michel-Lévy und Lacroix, Minéraux des roches 1888, S. 164.
- (9) Eitel, N. J. 1922 II, 45.
- (10) E. Cohen, N. J. 1883 II, — 371 —.
- (11) Zambonini, nach N. J. 1921 I, — 23 —.
- (12) Törnebohm, Geol. För. Förh. **6**, 383, 1883.
- (13) Ramsay und Nyholm, Bull. Com. géol. Finlande **1**, 1890.
- (14) Quensel, Bull. geol. Inst. Univ. Upsala **12**, 169, 1913.
- (15) J. F. Williams, Ann. Rep. Geol. Surv. Arkansas f. 1890 II, 457, 1891.
- (16) Lacroix, Bull. Soc. géol. Fr. (3) **18**, 541, 1890.
- (17) Lacroix, Min. de la France I, 504, 1893.
- (18) Preobrajensky, nach N. J. 1914 II, — 77 —.
- (19) Brögger, Videnskapselsk. Skrifter I 1920, Nr. 9, S. 63.
- (20) Adams und Barlow, Trans. Roy. Soc. Canada (3) 1908/09, Vol. II, Sect. IV, S. 17.
- (21) Brögger, Z. X. **16**, 239, 1890.
- (22) A. Koch, N. J. B. B. **1**, 144, 1881.
- (23) Graeff, N. J. 1887 II, 241.
- (24) F. W. Clarke und Diller, Am. Journ. **31**, 262, 1886.
- (25) Matilde Albis, Rend. Acc. Lincei Roma (5) **30**, 472, 1921.
- (26) Osann, N. J. 1907 II, 118.
- (27) Lacroix, Nouv. Arch. d. Musée (5) **3**, 1911.
- (28) Lacroix, C. R. **155**, 1123, 1912.
- (29) Eitel, N. J. 1923 I, 185 und N. J. B. B. **48**, 63, 1923.
- (30) Wright, Am. Journ. **26**, 546, 1908.
- (31) Larsen und Foshag, nach N. J. 1922 II, — 249 —.
- (32) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **45**, 329, 1923.
- (33) E. Schuster, N. J. B. B. **43**, 312, 1919.

Hydronephelit und Ranit.

Chem. Zus. $\text{Na}_2\text{HAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3 \text{ aq.}$ — Bei Ranit wird ein Teil des Na_2 durch Ca ersetzt.

Morph. Kristallsystem nicht sicher bekannt, sehr wahrscheinlich hexagonal.

Verworren stenglig-blättrige bis blättrig-körnige Aggregate (Spreustein) in Pseudomorphosen nach Eläolith.

Koh. Wenig deutliche Spaltbarkeit nach drei Richtungen in basalen isotropen Blättchen. $d = 2,26$.

Opt. Brechung wie bei Natrolith, ($n = 1,49$). Doppelbrechung positiv und gleich der des Natroliths $\Delta = 0,012$.

Phys.-Chem. In HCl löslich und beim Eindampfen eine Gallerte gebend.

Vork. Der Hydronephelit wurde von F. W. Clarke und J. S. Diller (1) als Umwandlungsprodukt des Eläoliths im Eläolithsyenit von Litchfield, Me, erkannt und beschrieben. Die Identität des Hydronephelits mit Ranit tat C. W. Brögger (2) dar, und erkannte den Ranit ebenfalls als häufigstes Umwandlungsprodukt des Eläoliths von Låven im Langesund. Diller bestimmte für Hydronephelit das hexagonale Kristallsystem, während Brögger (3) früher den Ranit als quadratisch bezeichnet hatte.

Die Individuen des Spreustein-ähnlichen Gemenges sind im allgemeinen höchstens dreimal so lang wie breit und zeigen eine deutliche Längsspaltung, der parallel c liegt. Querschnitte sind isotrop und geben das einachsige Kreuz mit positivem Charakter. Die Spaltung ist in diesen nicht sehr deutlich, scheint aber allerdings, wie auch gelegentliche fragmentare Umrisse auf hexagonales System zu weisen. — Hydronephelit ist wasserhell durchsichtig, Ranit oft durch einen undeutbaren dunklen Staub getrübt, der auch im auffallenden Licht das Mineral graublau bis dunkel erscheinen läßt. Nach Brögger wird der Ranit durch Glühen gebleicht.

Thugutt (4) hält den Hydronephelit für ein Gemenge von Natrolith und Hydrargillit und stützt diese Ansicht auf eine Berechnung der Clarkeschen Analyse. Dann müßte das einachsige Bild dem Hydrargillit angehören, von dem nach einer späteren chemischen Untersuchung (5) des von Clarke und Diller beschriebenen Vorkommens 14,91 % neben 2,00 % Diaspor vorhanden sein müßte. Es fehlen einstweilen noch Angaben, ob der Hydrargillit auch optisch unter dem Mikroskop zu erkennen war und vom Natrolith unterschieden werden konnte.

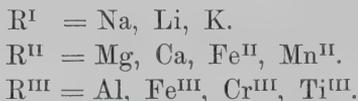
Verbreitet als Umwandlungsprodukt von Eläolith und Nephelin im Eläolithsyenit und Phonolith, nicht selten untermengt mit etwas Thomsonit, Ägirin und Diaspor. — In radialfaserigen Kügelchen nach G. C. Hoffmann (6) im Nephelinsyenit vom Iceriver in Brit. Columbien.

Literatur.

- (1) F. W. Clarke und Diller, Am. Journ. **30**, 265, 1886.
- (2) Brögger, Z. X. **16**, 234 und 636, 1890.
- (3) Brögger, Geol. För. Förh. **9**, 277, 1887.
- (4) Thugutt, N. J. B. B. **9**, 611, 1895.
- (5) Thugutt, N. J. 1910 I, 25.
- (6) G. C. Hoffmann, nach Z. X. **39**, 174, 1904.

Turmalin.

Chem. Zus. Nach Penfield und Foote (1) sind alle Turmaline von der allgemeinen Formel $R^I_{20}B_2Si_4O_{21}$ ableitbar¹⁾. Sie gibt der Tatsache Ausdruck, daß das Verhältnis $B_2O_3 : SiO_2$ stets annähernd 1:4 ist. Da sich nun ferner zeigt, daß auf 4 Si in allen Turmalinen wenigstens 3 Al und 1 H₂O kommen, kann man obige Formel näher spezialisieren in $H_9Al_3(BOH)_2Si_4O_{19}$. In dieser Formel kann H₉ ganz oder teilweise durch Metalle R^I, R^{II} oder R^{III} ersetzt werden, und zwar ist:



Morph. Hexagonal, II. hemim. Tetartoedrie; die Symmetrie auch bestätigt von Charl. Kulaszewski (2) durch Untersuchung der Ätz- und Lichtfiguren von Kugeln; sie steht auch in Einklang mit dem von derselben Verf. (3) aufgenommenen Laue-Röntgenogramm. — Achsenverhältnis etwas schwankend mit der chemischen Zusammensetzung; Reiner (4) und Becht (5) fanden folgende Zahlen:

Andreasberg i. Harz (schwarz) . . .	$c = 0,4523$;	$10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 47^\circ 16\frac{1}{2}'$
Brasilien (flaschengrün)	0,4480; — —	$46^\circ 53\frac{1}{2}'$
Gouverneur, N. York. (zimmtbraun)	0,4515; — —	$47^\circ 12'$

Weitere Angaben bei Wülfing (6) und Schlossmacher (7). Nach Becht (5) verlängert sich die Achse c mit steigendem Gehalt an Mg und noch mehr mit steigendem Fe. Immerhin sind die Beziehungen zwischen den geometrischen (und optischen) Konstanten, der Dichte und

¹⁾ Wir folgen dieser Auffassung, nachdem auch die eingehende Erörterung und graphische Darstellung der Turmalinanalysen durch Boeke⁴⁾(8) gezeigt hat, daß sie mit den bisher vorliegenden guten Analysen am besten übereinstimmt. Das Ti ist mit Wülfing und Penfield als Ti_2O_3 angenommen, das seltene Cr und F außer Betracht gelassen. Boeke gibt eine eingehende Würdigung der Versuche von Riggs, Wülfing, Jannasch und Kalb, V. Goldschmidt, F.W. Clarke, Schaller u. a. die „Formel“ des T. zu ermitteln und auch eine Zusammenstellung der neueren Analysen in Gewichts- und Molekül-Prozenten.

chemischen Zusammensetzung noch nicht hinreichend bekannt, um zur Bestimmung der Art des Turmalins verwendet werden zu können.

Formen: (1011), (02 $\bar{2}$ 1), (01 $\bar{1}$ 2), (11 $\bar{2}$ 0), (10 $\bar{1}$ 0), (0001), selten (21 $\bar{3}$ 1) u. a. Prismatisch, nur mit (11 $\bar{2}$ 0) und (1010) und verschiedenen Endflächen an beiden Polen der Hauptachse. Die Hemimorphie ist auch an mikroskopischen Kriställchen oft sehr gut zu erkennen, namentlich wenn die Kriställchen nicht nur im Längsschnitt, sondern mit ihrer ganzen Dicke im Dünnschliff liegen.

Stenglige Individuen oder Aggregate in büschelförmiger oder radialer Anordnung (Turmalinsonnen), seltener Körner. Zwillinge kaum bekannt.

Koh. Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar; unregelmäßige Risse und Sprünge zumal quer zur Säulenrichtung häufig. Bruch uneben. In gepreßten Gesteinen sind die Kristalle oft zerbrochen, ohne Anzeichen plastischer Umformung. — $H = 7$. — $d = 3,0-3,25$; genauere Werte für die einzelnen Vorkommen bei Becht (5), Schlossmacher (7) und Wülfing (6); letzterer gab auch eine graphische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Dichte und Gehalt an Schwermetallen.

Opt. Glasglanz; im Gestein wohl nie farblos, sondern vorwiegend schwarz (Schörl), auch braun, dunkelgrün, rotbraun im auffallenden Licht; braun, rötlich, grün, gelblich, oft blau-violett im durchfallenden. Die Farbe wechselt oft in konzentrischen Anwachsschichten. — Mäßige Brechung und Doppelbrechung mit negativem Charakter. Für Na-Licht ist gefunden

	ω	ε	Δ	
farblos, Elba	1,6386	1,6202	—0,0184	Zimanyi (9).
„ „	1,6397	1,6208	—0,0189	v. Miklucho-Maclay.
„ „	1,6424	1,6223	—0,0201	Wülfing (11).
grün, Haddam	1,6401	1,6220	—0,0181	„
dunkelgrün, Brasilien	1,6424	1,6222	—0,0202	Zimanyi (9).
schwarz, Tirol	1,6429	1,6195	—0,0234	„
blau, Ural	1,6530	1,6312	—0,0218	Schwebel (13).
Chromturmalin, SySSERT ¹⁾	1,6870	1,6412	—0,0458	Arzzuni (14).

Als Durchschnittswerte ermittelte Reiner (4) für Na-Licht:

Alkali-Turm.	$\omega = 1,646$	$\varepsilon = 1,625$	$\Delta = 0,021$
Mg- „	1,640	1,628	0,012
Fe- „	1,668	1,639	0,029
T a m a t a w e ²⁾	1,692	1,657	0,035

¹⁾ Nur annähernd für grün bestimmt.

²⁾ Nach der Analyse bei Boeke (8) S. 130, Nr. 14 enthält derselbe 1,10% Ti_2O_3 und 6,68 Fe_2O_3 .

Nach Wülfing (6) lassen sich die Turmaline nach Licht- und Doppelbrechung in drei Hauptgruppen bringen: die lithionreichen mit niedrigster Doppelbrechung und mittlerer Lichtbrechung, die magnesia-reichen mit mittlerer Doppelbrechung und niedrigster Lichtbrechung und die eisenreichen mit höchster Doppelbrechung und höchster Lichtbrechung; bei den letzten kann man, je nachdem der ordentliche Strahl blau oder grün gefärbt ist, eine blauschwarze und eine grünschwarze Abart unterscheiden. Die Grenzwerte für diese mit Bezug auf die Na-Linie und Hinzufügung der Dichten gibt folgende Tabelle:

Li-Turmalin			
$\omega_D = 1,6406$	$-1,6507$	$\varepsilon_D = 1,6199$	$-1,6257$
		$(\omega - \varepsilon)_D = 0,0172$	$-0,0211$
Blauschwarzer Eisenturmalin			
$= 1,6517$	$-1,6664$	$= 1,6281$	$-1,6368$
		$= 0,0236$	$-0,0299$
Grünschwarzer Eisenturmalin			
$= 1,6531$	$-1,6854$	$= 1,6270$	$-1,6515$
		$= 0,0260$	$-0,0339$
Mg-Turmalin			
$= 1,6315$	$-1,6536$	$= 1,6123$	$-1,6290$
		$= 0,0192$	$-0,0246$

Weitere Angaben über die Brechungsindices finden sich bei Duparc, Wunder und Sabot (12), bei Sabot (10) und Schlossmacher (7).

Die Dispersion der Doppelbrechung ist nicht sehr stark; nach den vorliegenden Messungen schwankend zwischen $N = +7$ und $+48$, die Farben also etwas übernormal.

Der Pleochroismus der Turmaline wechselt dem Grade und der Farbe nach bei den verschiedenen Arten beträchtlich, aber stets ist die Absorption stärker für den ordentlichen, als für den außerordentlichen Strahl. Bei den in den Gesteinen herrschenden, tiefgefärbten Arten ist O dunkelbraun, E hellgelb, O dunkelgrün, E rötlichviolett bis bräunlich, O blau in verschiedenen Tönen, E blaßrötlichviolett am häufigsten. Am Chromturmalin ist O grün bis blaugrün, E gelb. Auch in fast farblosen Turmalinen ist die Absorption $O > E$ noch erkennbar. — Über Farbenänderung beim Erhitzen berichtete G. d'Achiardi (15), ferner Wahl (16).

Pleochroitische Höfe beobachtete zuerst van Werveke (17) im Turmalin eines Ottrelithschiefers aus den Ardennen um schwarze punktförmige Einschlüsse, sie sind bei weitem nicht so häufig, wie z. B. im Biotit. In ihnen ist die Doppelbrechung nach Michel-Lévy (18) etwas verstärkt; sie verschwanden leicht beim Glühen.

Optische Anomalien zeigen sich im konvergenten Licht öfter in schwacher Zweiachsigkeit, namentlich bei Turmalinen mit isomorpher Schichtung; Bücking (19) zeigte, daß Zweiachsigkeit durch Druck senkrecht zur Achse hervorgerufen oder verändert werden kann.

Phys.-Chem. Vor dem Lötrohr nur die eisenarmen und magnesia-reichen schmelzbar, die farblosen und roten nicht. Schmelzpunkt unbe-

kannt. Säuren, auch Flußsäure, greifen den Turmalin nicht an, was seine Isolierung aus den Gesteinen erleichtert.

Die *Umwandlung* der Turmaline in Glimmermineralien beschreibt G. Tschermak (38) mikroskopisch unter voller Berücksichtigung der älteren Literatur. Die Alkalituraline wandeln sich in dichten Muscovit, die Magnesiumeisenturmaline in ein Aggregat von Muscovit- und Meroxenblättchen um, wobei letztere z. T. zu chloritischen Mineralien weiter verändert werden. Der Beschreibung liegen bei dem ersten Fall Vorkommnisse von Hebron in Maine und Rozena in Mähren, für den zweiten von Schneeberg in Sachsen und vom Hörlberge bei Bodenmais zugrunde, mit denen solche vom Weißen Stein bei Freiburg i. B. genau übereinstimmen. Der Umwandlungsvorgang ist nicht bekannt; bloße Verwitterung wohl ausgeschlossen.

Die künstliche Darstellung des Turmalins ist bisher nicht gelungen.

Vork. Die Mannigfaltigkeit des chemischen Aufbaus erklärt die weite Verbreitung eines zonaren Baues beim Turmalin, meistens in konzentrischen Schalen, seltener in parallelen Lagen zur Basis, wie bei den sogenannten Mohrenköpfchen von Elba, am seltensten so, daß ein durch seine Farbe sich vom Hauptindividuum abhebendes Achsengerüst wahrnehmbar ist. — Einschlüsse vergesellschafteter Gesteinsgemengteile, auch solche von Gasen und Flüssigkeiten, unter denen schon Bryson (20) auch flüssige Kohlensäure erkannte, sind nicht selten, aber in keiner Weise charakteristisch. Eine Übersicht der Verbreitung der Bor-Mineralie, unter denen der Turmalin das häufigste sein dürfte, gab v. Groddeck (21).

Als Nebengemengteil und vikariierend für Glimmer tritt der Turmalin in der Schörlform in den saureren Tiefengesteinen der Granit-, Syenit- und Dioritfamilie besonders gern an deren Peripherien und in der Nähe von Gängen und Klüften auf. Sehr verbreitet ist er in den greisenartigen Modifikationen der Granite, in denen mit seiner Zunahme dann eine Abnahme des Glimmers und Feldspates bis zum völligen Verschwinden Hand in Hand geht. Er bildet hier oft deutliche Pseudomorphosen nach Glimmer und Feldspat im Gemenge von Quarz und Zinnstein. — Ebenso findet er sich vereinzelt in den Quarzporphyren, Lipariten, Quarzporphyriten und zumal in zinnerzführenden Quarzporphyren gern gesellt mit reichlichem Topas, wie am Mount Bischoff in Tasmanien, von wo ihn C. von Groddeck (22) beschrieb. — In den Kontaktzonen der Tiefengesteine, zumal der Granite, ist er ein Hauptgemengteil der Turmalinhornfelse (Schörlfelse z. T.), wie sie von H. Rosenbusch (23) bei Hohwald in den Vogesen beschrieben wurden, und am Auersberge bei Eibenstock im Erzgebirge, vielfach in Cornwall und vor-

züglich entwickelt nach der Beschreibung von C. W. Hawes (24) in den White Mountains bei Albany, N. H. auftreten. — Als Kontaktprodukt nach Romang (40) auch bei Kinta (Malakka); sein stark zonarer Bau spiegelt hier vermutlich die Folge metasomatischer Prozesse (innen Mg-reich farblos, außen braun). — Aus Diabaskontaktgesteinen beschrieben ihn A. Andreae und A. Osann (25) von New Jersey. Die ganze Art dieser Vorkommnisse in Eruptivgesteinen und ihren Kontakthöfen deutet auf einen pneumatolytischen Ursprung des Turmalins.

Auch im Lherzolith-Kalk-Kontakt der Pyrenäen ist Turmalin (Mg-reich) beobachtet; die Kristalle liegen zum Teil in Gips und sind stets verkürzt nach *c* (nach Lacroix, 26), ebenso fanden ihn Duparc und Sigg (27) am Kontakt von Serpentin und Kalk und zwar in ersterem. In cretazischen metamorphen Kalken von Algier findet er sich nach Lacroix (31).

In den die sauren Tiefengesteine begleitenden Ganggesteinen, in den Pegmatiten und Apliten ist Turmalin sehr häufig und in ihren miarolithischen Drusenräumen vergesellt mit Quarz, Orthoklas, Biotit, Li-Glimmer, Beryll, Topas, Apatit, Fluorit u. a., ebenso auf manchen Erzgängen. Für Madagaskar konnte Lacroix (39) feststellen, daß die eisenhaltigen T. in allen Arten von Pegmatiten vorkommen, die hellen und verschiedenfarbigen dagegen auf die Li- und Na-Pegmatite beschränkt sind.

In den Gneißern, Granuliten, Hälleflinten, Glimmerschiefern usw. ist, wie besonders Törnebohm (28) nachwies, Turmalin meist in einzeln liegenden, gut idiomorphen Kristallen verbreitet, ganz ähnlich, vielfach deutlich hemimorph, nach Zirkel (29) in Phylliten und Tonschiefern.

Er hat hier sehr konstant den Pleochroismus O grau- bis blauviolett, E farblos. In Graphitschiefern der Gegend von Schriesheim im Odenwald fand ihn A. Osann (30) pleochroitisch mit O dunkelbraunrot, E hellgrüngelb. Bei der schweren Angreifbarkeit des Turmalins gerät er unversehrt in den Detritus dieser Gesteine und die daraus neu gebildeten Felsarten. So beschrieb ihn Arth. Wichmann (32) aus losen Sanden, hält ihn aber darin für authigen, E. E. Schmid (33) aus Sandsteinen unter dem Namen Mikroschörlit, R. Credner (34) aus Schiefertönen und Tonen und viele Autoren aus Löß, Thürach (35) aus zahlreichen Sedimenten. Zarte, faserige und in der Färbung abweichende Fortwachsungen der detritischen Körner kann man in diesen Sedimenten oft beobachten.

In den Ergußgesteinen, zumal den jüngeren, ist T. bisher nur sehr selten beobachtet, vielleicht weil in diesen oberflächlich erstarrten Magmentteilen der zur Bildung des T. nötige Dampfdruck nicht vorhanden

war. Matteucci (36) fand ihn im Orthoklas des Nevadit von Roccastrada, Prov. Grosseto, Italien, Iddings (41) in der Lava der Obsidian Cliff im Yellowstone-Park. In den (im allgemeinen wohl tiefer erodierten) Quarzporphyren ist er häufiger beobachtet (vergl. oben).

Literatur.

- (1) Penfield und Foote, Z. X. **31**, 321, 1899.
- (2) Charl. Kulaszewski, Leipziger Ber. **72**, 48, 1920.
- (3) Charl. Kulaszewski, Abhdlg. Leipz. Ak. XXXVIII, **3**, 1921.
- (4) Reiner, Dissert. Heidelberg 1913.
- (5) Becht, Dissert. Heidelberg 1913.
- (6) Wülfing, Progr. 82. Jahresfeier Akad. Hohenheim. Stuttgart 1900 S. 43.
- (7) Schloßmacher, Centralbl. 1919, 107.
- (8) Boeke, N. J. 1916 II, 109.
- (9) Zimanyi, Z. X. **22**, 333, 1894.
- (10) Sabot, nach N. J. 1920, — 141 —.
- (11) Wülfing, Centralbl. 1901, 299.
- (12) Duparc, Wunder und Sabot, Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève, **36**, 283, 1910.
- (13) Schwebel, Z. X. **7**, 158, 1883.
- (14) Arzruni, Z. X. **7**, 11, 1883.
- (15) G. d'Achiardi, Atti Soc. nat. Pisa. Mem. **15**, 1896, 1.
- (16) Wahl, Proc. Roy. Soc. A, **88**, 1352, 1913.
- (17) van Werveke, N. J. 1885 I, 230.
- (18) Michel-Lévy, C. R. **110**, 973, 1889.
- (19) Bücking, Z. X. **7**, 565, 1883.
- (20) Bryson, nach N. J. 1862, 370.
- (21) v. Groddeck, Z. D. G. G. 1887, 239.
- (22) v. Groddeck, Z. D. G. G. **36**, 648, 1884 und **38**, 374, 1886.
- (23) Rosenbusch, Abhdl. geol. Spez.-Karte. Elsaß-Lothr. **2**, 160, 1877.
- (24) Hawes, Am. Journ. **21**, 21, 1881.
- (25) A. Andreae und Osann, Verhdl. naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **5**, 1, 1892.
- (26) Lacroix, Min. de la France I, 105, 1893.
- (27) Duparc und Sigg, Bull. Soc. Min. Fr. **37**, 14, 1914.
- (28) Törnebohm, Geol. För. Förh. **3**, 218, 1876.
- (29) Zirkel, N. J. 1875, 628.
- (30) Osann, Mitt. bad. geol. Land. **2**, 377, 1892.
- (31) Lacroix, Min. de la France **1**, 110, 1893.
- (32) A. Wichmann, N. J. 1880 II, 294.
- (33) E. E. Schmid, Z. D. G. G. **38**, 95, 1876.
- (34) R. Credner, Zeitschr. ges. Natw. Halle a. S. **47**, 1876.
- (35) Thürach, Verhdl. phys. med. Ges. Würzburg, N. F. **18**, 1884.
- (36) Matteucci, nach N. J. 1893 I, — 280 —.
- (37) Washington, Bull. Phil. Soc. Washington, **11**, 445, 1891.
- (38) Tschermak, T. M. P. M. **21**, 1, 1902 und Z. X. **35**, 209, 1901.
- (39) Lacroix, Min. de Madagascar I, 411, 1922.
- (40) Romang, Eclogae geol. Helv. **17**, 178, 1922.
- (41) Iddings, Bull. Phil. Soc. Washington **11**, 445, 1891.

Katapleit.

Chem. Zus. $H_4(Na_2, Ca)ZrSi_3O_{11}$; das Wasser ist aber nach Zambonini (1) als „gelöst“ zu betrachten; seine Abgabe erfolgt im gewöhnlichen, kalkreichen K. stetig, beim Natrium-K. schon bei viel niedrigeren Temperaturen als bei ersterem. Ein Teil des Wassers läßt sich durch Erwärmen austreiben, ohne daß eine neue Phase (Trübung) entsteht und kann auch zum Teil wieder aufgenommen werden. Man könnte dies durch die Formel $(Na_2, Ca)ZrSi_3O_9 + 2 aq.$ zum Ausdruck bringen. — Nach v. Hevesy und Jantzen (8) im Vorkommen von Grönland mit 0,2% HfO_2 .

Morph. Die Kristalle scheinen bei ihrer Entstehungstemperatur hexagonal gewesen zu sein, nach Brögger (2) wahrscheinlich rhomboedrisch-tetartoedrisch, sind aber mit sinkender Temperatur in Aggregate monokliner Kristalle (mit nur sehr kleiner Abweichung von rhombischer Symmetrie) zerfallen, die nach verschiedenen Gesetzen mimetisch verzwillingt sind¹⁾. Bei hexagonaler Auffassung wird $c = 1,3629$ nach Sjögren (3). (0001), (1010), (10 $\bar{1}$ 1), (1012), (20 $\bar{2}$ 1) u. a. Formen. Tafelig nach (0001).

$$10\bar{1}1 : 0001 = 57^\circ 38'. \quad 10\bar{1}1 : 01\bar{1}1 = 49^\circ 55\frac{1}{2}'.$$

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (10 $\bar{1}$ 0), auch im Dünnschliff wahrnehmbar; weniger deutlich nach (10 $\bar{1}$ 1). Spröd. $H = 5-6$. — $d = 2,8$; bei den natronreichen K. von Grönland dagegen $d = 2,781$ nach Flink (5).

Opt. Zuweilen wasserhell durchsichtig, aber der Ca-K. meist trüblichbraun bis dunkelbraun, der Na-K. graublau bis farblos. Die verschiedenen Flächen zuweilen mit verschiedenfarbig reflektierender metallischer Oberflächenfarbe nach Flink. (5).

Oberhalb der Umwandlungstemperatur optisch positiv einachsig, unterhalb derselben zweiachsig, spitze Bisectrix nach Brögger (2) in (010), $3\frac{1}{2}^\circ$ geneigt zu c , $2V = 60^\circ$ ca. keine deutliche Dispersion. Doppelbrechung durch (001) schwach, $\beta - a = 0,004$ ca. Böggild (6) fand an Kristallen von Narsarsuk in Grönland:

$$a = 1,5905, \quad \beta = 1,5921, \quad \gamma = 1,6269. \quad \Delta = 0,0364,$$

daraus $2V = 25^\circ 25'$. Die Achsenebene liegt bei verschiedenen Typen dieses Vorkommens verschieden, zum Teil \parallel der Kante [0001 : 10 $\bar{1}$ 1], zum Teil senkrecht dazu.

¹⁾ Sodaß also nach Brögger die „monosymmetrisch aufgefaßten Kristalle eigentlich nur sekundäre Verschiebungen der ursprünglich hexagonalen Form darstellen“. Br.'s Beobachtungen über die Zwillingsbildung gestatten eine einfachere und wahrscheinlichere Deutung, vergl. Mügge N. J. B. B. **14**, 307, 1901. Weitere Angaben auch bei Böggild (6).

Zwillingslamellen erscheinen eingelagert $\parallel(0001)$, $\parallel(10\bar{1}1)$ und $\parallel(10\bar{1}0)$; sie machen sich optisch bemerkbar, verschwinden aber bei der Umwandlungstemperatur.

Phys.-Chem. Übergang in die hexagonale Modifikation nach Brögger (2) bei rund 140° ; die Umwandlung ist umkehrbar; indessen fand Flink (5) an Natron-K. von Narsarsuk die Umwandlungstemperatur schwankend zwischen 8° und 200° . Auch Böggild beobachtete bei wechselnden geometrischen Typen wechselnde Umwandlungstemperatur, auch Unterkühlung der hexagonalen Form bis -50° , zugleich Abnahme der Dichte bei der Umwandlung in die hexagonale Form von 2,751 auf 2,739.

Schmilzt v. d. L. zu weißem Email unter Wasserabgabe; die blauen entfärben sich beim Erhitzen. — Leicht löslich in HCl ohne Gelbildung. — Von Brögger (2) wurde an Kristallen von Låven Umwandlung in Zirkon beobachtet. — U. d. M. erscheinen die Kristalle meist voller Einschlüsse, darunter solche von Flüssigkeit und $\parallel c$ orientierte Nadelchen und violblauen Flußspat; öfter auch ganz erfüllt von staubförmigen Zeretzungsprodukten.

Vork. Als Gemengteil des Nephelinsyenits von Norra Kärr östl. vom Wenern-See als späte Ausscheidung desselben; reichlich auch in Ägirin-Nephelinsyeniten des Los-Archipels nach Lacroix (7). — Auf den pegmatitischen Gängen der syenitischen Gesteine von Låven im Langesundsfjord zusammen mit Zirkon, Mosandrit u. a. Natron-Katapleit auf Lille Arö im Nephelinsyenit mit Låvenit u. a. Endlich bei Narsarsuk in Grönland; dort auch mikroskopische Kristalle.

Literatur.

- (1) Zambonini, Atti. R. Acc. Sc. Napoli **16**, 1, 1908; nach Z. X. **49**, 87, 1911.
- (2) Brögger, Z. X. **16**, 451, 1890.
- (3) H. J. Sjögren, K. Svensk. Vet. Ak. Förh. **39**, 59, 1882.
- (4) Flink, Z. X. **23**, 359, 1894.
- (5) Flink, Meddelelser om Grönland. **24**, 97, 1899.
- (6) Böggild, Meddelelser om Grönland **33**, 97, 1906, nach N. J. 1910, I, — 362 —.
- (7) Lacroix, Nouv. Arch. d. Musée (5) **3**, 132, 1911.
- (8) v. Hevesy und Jantzen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **133**, 113, 1924.

Eudialyt und Eukolit.

Chem. Zus. $\overset{\text{II}}{\text{R}}_3\overset{\text{I}}{\text{R}}_4\overset{\text{I}}{\text{Zr}}(\text{SiO}_3)_{77}$, worin $\overset{\text{II}}{\text{R}} = \text{Ca}$, mit Fe, Mn und zum kleinen Teil CeOH, $\overset{\text{I}}{\text{R}} = \text{Na}$ mit H und wenig K, und worin ein kleiner Teil von SiO_2 durch ZrOCl_2 ersetzt ist¹⁾; nach Berechnung von W. C.

Brögger (1). Ein Niobat scheint in geringen Mengen im norwegischen Eukolit vorzukommen. v. Hevesy und Jantzen (19) wiesen einen kleinen Gehalt an Hafnium nach.

Morph. rhomboedrisch-hemiedrisch, $c = 2,1116$ Miller²⁾. (0001), (10 $\bar{1}1$), (01 $\bar{1}2$), (1014), (0221), (11 $\bar{2}0$), (10 $\bar{1}0$). Habitus kurz prismatisch bis dick tafelförmig oder rhomboedrisch; herrschend die Flächen von (0001), (01 $\bar{1}2$), (10 $\bar{1}1$), oft auch herrschend (11 $\bar{2}0$). — Rundliche Körner; derbe Massen.

$$\begin{array}{ll} 0001 : 10\bar{1}1 = 67^\circ 42' & 10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 106^\circ 30' \\ 0001 : 01\bar{1}2 = 50^\circ 38' & 11\bar{2}0 : 10\bar{1}1 = 36^\circ 45' \\ 0001 : 02\bar{2}1 = 78^\circ 24' & 11\bar{2}0 : 02\bar{2}1 = 47^\circ 58' \end{array}$$

Koh. Spaltbarkeit nach (0001) kommt auch mikroskopisch deutlich zur Wahrnehmung; ihr folgen deutlich die Umwandlungsvorgänge. Die wenig vollkommenen Spaltungen nach (11 $\bar{2}0$) und (10 $\bar{1}4$) selten deutlich — Bruch flachmuschelig bis splittrig. — H. = 5,5—6,5. — $d = 2,91$ — $2,93$ für Eudialyt, $d = 3,0$ — $3,1$ für Eukolit.

¹⁾ Das Mittel aus den Analysen des grönländischen Eudialyts von Nylander, Lorenzen und Rammelsberg geben die Zahlen unter I, das Mittel aus den Analysen des norwegischen Eukolits vom Langesund von Nylander, Cleve und Rammelsberg die Zahlen unter II mit Vernachlässigung der untergeordneten Bestandteile.

	I	II	
SiO ₂	50,08	47,39	
ZrO ₂	14,43	14,17	Danach wäre der Eudialyt etwas
Ce ₂ O ₃	2,38	4,76	reicher an SiO ₂ und Na ₂ O, ärmer an
FeO	6,10	5,32	MnO und Cermetallen.
MnO	0,96	3,10	
CaO	10,30	10,77	
Na ₂ O	13,82	10,71	
Cl	1,29	1,22	
Glühverlust	1,53	1,82	
	100,89	99,26	

²⁾ Die Beziehungen zwischen Kristallform, Dichte, Brechungsindizes und Doppelbrechung gibt folgende Zusammenstellung von W. Ramsay (2); die Angaben über Eudialyt von Kekertanguak bei Kangerdluarsuk stammen von N. V. Ussing (3).

	c	d	$\frac{2\omega + \varepsilon}{3}$	Δ
Eukolit, Arö	2,0966	3,10—2,98	1,620	— 0,0027
Eudialyt, Umptek	2,1072	2,92—2,83	1,609—1,606	± 0,002
„ Kangerdluarsuk	2,1116	2,85	1,606	≥ 0,0018
„ Magnet Cove	2,1117	2,83—2,80	—	—
„ Kekertanguak	—	—	—	+ 0,0026
„ „	—	—	—	+ 0,0037

Opt. Glasglanz. Farbe rosarot, granatrot, blutrot, bläulichrot, kastanienbraun im auffallenden, nahezu farblos, gelblich, bräunlichgelb, rosarot bis hellrot im durchfallenden Lichte. Zonarer Farbenwechsel sehr verbreitet. Mäßige Brechung bei sehr schwacher Doppelbrechung mit positivem Charakter bei Eudialyt, negativem bei Eukolit. Bei isomorphen Mischungen von Eudialyt und Eukolit, wie W. Ramsay (4) sie in den Eläolithgesteinen der Halbinsel Kola entdeckte, fand er die Doppelbrechung stellenweise positiv, stellenweise negativ bzw. anscheinend = 0, so daß die beiden Bilder, welche ein Prisma gab, sich nicht trennen ließen.

Eukolit, Langesund	$\omega = 1,6205$	$\varepsilon = 1,6178$	$\Delta = + 0,0027$	Brögger (1)
Eudialyt, Lujaur Urt, Kola	$\omega_{rot} = 1,6018$	$\varepsilon_{rot} = \omega_{rot}$		Ramsay (4)
	$\omega_{na} = 1,6057$	"	0	
	$\omega_{tl} = 1,6094$	"		
Eudialyt, Grönland	$\omega_{li} = 1,6042$	$\varepsilon_{li} = 1,6060$		E. A. Wülfing
	$\omega_{na} = 1,6084$	$\varepsilon_{na} = 1,6102$	+ 0,0018	
	$\omega_{tl} = 1,6120$	$\varepsilon_{tl} = 1,6142$		
Eudialyt, Umptek, Kola	$\omega_Q = 1,6085$	$\varepsilon_Q = 1,6105$		Ramsay (2)
	$\omega_{na} = 1,6104$	$\varepsilon_{na} = 1,6129$	- 0,0025	

Anomale Zweiachsigkeit ist sehr verbreitet in Kola, Grönland und Arkansas, wie Ramsay, Ussing und J. Francis Williams (18) fanden; der Achsenwinkel schwankt in ein und demselben Kristall und kann bis zu $2E = 50^\circ$ steigen.

Der Pleochroismus ist schwach und im Dünnschliff meistens gar nicht oder kaum bemerkbar mit Absorption $O > E$. Doch gibt A. Lacroix (5) für ein Eukolitmineral der Ägirinfoyaitgänge von Ampangarinana in NW-Madagaskar: E blaßgelb, O karminrot, $\Delta = 0,01$. Der Autor betont mit Recht die für ein echtes Glied der Eukolitfamilie zu hohe Doppelbrechung. Auch in den foyaitischen Gesteinen des Berges Bezavona in NW-Madagaskar findet sich ein optisch negatives Eudialytmineral mit lebhaftem, aber dem Sinne nach umgekehrten Pleochroismus zwischen E karminrot und O rötlichgelb bis farblos. Seine Doppelbrechung ist normal, kaum 0,002.

Eine Sanduhrstruktur ist am Lujaur Urt und Umptek auf der Halbinsel Kola nach Ramsay sehr verbreitet. Die Durchschnitte der Individuen zerfallen durch Grenzen, welche von den Ecken ausgehen, in Felder oder richtiger Anwachskegel. Immer sind die zur Basis gehörenden Anwachskegel schwächer doppelbrechend als die zu Rhomboeder- oder Prismenflächen gehörigen, aber innerhalb der durch die Anwachskegel unbehindert durchgehenden Anwachszone ist der Wechsel der Doppelbrechung unregelmäßig. In den Anwachskegeln der Basis ist der optische Charakter negativ oder unbestimmbar, in denen der seitlichen Flächen

positiv, doch kommen wohl auch einzelne negative Zonen in den seitlichen Anwachskegeln vor. Eine stärkere negative Doppelbrechung, als die normale, tritt an Sprüngen und Rissen auf und scheint durch stoffliche Änderungen bedingt zu sein. Die Doppelbrechung ist anomal zweiachsig mit $2E = 15^\circ$ im Maximum und die Achsenebene ist auf der Basis verschieden orientiert und zwar angenähert senkrecht je zu der nächstliegenden Spur einer Prismenfläche. — Analoge Beobachtungen über die Erscheinungen bei grönländischen Eudialyten geben N. W. Ussing (3) und G. Flink (6).

Auch Osann (7) beobachtete an Eudialyt in Nephelinsyenit der Apache Mount., daß die äußeren Teile stärker (negativ) doppelbrechend waren als die inneren, und Becke (8) ist geneigt, den Kern daher für Eudialyt-reicher zu halten. Nach Lacroix (5) nimmt der Eukolit der Los-Inseln in der Nähe der Oberfläche längs Rissen und Spalten lebhaften Pleochroismus (karmin und violett) und positive Doppelbrechung an und L. glaubt, daß der Eudialyt hier aus Eukolit durch Oxydation seines Fe und Mn entstanden sei. Mügge (9) möchte die Zunahme der Doppelbrechung an Sprüngen und Rissen mit radioaktiven Vorgängen in Zusammenhang bringen.

Ussing (3) fand, daß bei einer Erhitzung des roten Eudialytes von Grönland bis 700° die Doppelbrechung positiv blieb, aber stark abnahm und bei Abkühlung wieder wuchs, nach voller Abkühlung war sie größer, $\Delta = 0,0044$, als vor der Erwärmung, $\Delta = 0,0037$. — Bei schwacher Rotglut tritt eine dauernde Veränderung ein; die Farbe des Minerals ist nach der Abkühlung heller rot geworden, die Doppelbrechung positiv geblieben, aber auf $\Delta = 0,0002$ gesunken. — Bei stärkerer Rotglut tritt eine zweite dauernde Veränderung ein; die Farbe ist nach der Abkühlung ziemlich dunkel violett und die Doppelbrechung ist negativ geworden mit $\Delta = 0,0010$. — Bei noch stärkerem Glühen tritt eine dritte dauernde Veränderung ein, das Mineral erscheint ganz bleich und braun nach der Abkühlung und hat sich mit zahllosen, staubartig kleinen Flüssigkeits- und Lufteinschlüssen gefüllt, die Doppelbrechung ist wieder positiv, aber sehr schwach geworden mit $\Delta = 0,0004$. — Auch Ramsay (2) beobachtete eine Beeinflussung der Stärke und des Charakters der Doppelbrechung am Eudialyt von Kola schon bei der Temperatur von 265° .

Phys.-Chem. Eudialyt und Eukolit schmelzen unschwer unter Wasserabgabe und Aufschäumen zu trübem Glas. Schmelztemperatur unbekannt. — Gelatinieren mit Salzsäure.

Künstliche Darstellung scheint noch nicht versucht zu sein.

Vork. Eudialyt und Eukolit treten in Eläolithsyeniten und deren pegmatitischen und tinguaitschen Ganggesteinen auf der Halbinsel Kola,

im Langesund, in Grönland, Arkansas und Madagaskar auf und W. F. Pettered (10) gibt ihn in einem Mica-Syenite (wohl Pulaskit?) auf der Lottah Zinnerz-Grube, Goulds Co. Tasmanien an, ebenso Parnell (11) als wesentlichen Gemengteil des Melilith-Nephelinbasalts von Shannon Tier daselbst. Im Nephelinsyenit von Norra Kärr am Wettersee ersetzt Eudialyt stellenweise den Katapleit. Brouwer (12) erwähnt ihn aus Lujaurit von Transvaal. Aus Alkaligranit von Madagaskar machte Lacroix (13) ein Eukolit-artiges, aber optisch etwas abweichendes Mineral bekannt. In den Eläolithsyeniten und Tinguaiten pflegt er ein alter Gemengteil und daher idiomorph zu sein, seltener ist er auch hier derbe. Dagegen in den Pegmatiten der Eläolithsyenite ist er wohl vorherrschend allotriomorph und ein oft recht junger Gemengteil, indem er zuweilen in großen Mengen zusammen mit Ägirin Spalten füllt [Ramsay und Hackman (14), Steenstrup (15)].

Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, die bisweilen reichlich und gern in negativen Kristallen auftreten, sind oft parallel den Flächen des Prismas und der Basis in konzentrischen Zonen geordnet und vereinzelt erscheinen Einschlüsse der älteren assoziierten Gemengteile oder auch Flußspat. Vorwiegend aber sind Eudialyt und Eukolit frei von Einschlüssen. — Die erste mikroskopische Beschreibung des grönländischen Eudialyts lieferte wohl Vrba (16).

In hohem Grade interessant ist die von Ussing (3) aus grönländischen Eläolithsyeniten beschriebene Umwandlung in Katapleit, die er an das Ende des eigentlichen Gesteinsverfestigungsvorganges verlegt. Derselbe Forscher beschreibt Pseudomorphosen von Eudialyt, in denen Zirkon über 23% ausmacht, von Siorarsuit in Grönland und ist geneigt, hierin ein weiteres Stadium der Katapleitpseudomorphosierung zu sehen, da die Umbildung von Katapleit in Zirkon von Brögger aus dem Langesund angegeben wird.

Ganz ähnliche Umwandlungen sind auch in den lujauritischen Gesteinen der Los-Inseln von Lacroix, besonders in großen pegmatitischen Knauern derselben beobachtet, sie werden hier von Flußspat begleitet, ebenso an dem Eukolit-ähnlichen Mineral aus dem sog. Fasibitikit (Natrongranit) von Madagaskar (13).

Literatur.

- (1) Brögger, Z. X. **16**, 498, 1890.
- (2) W. Ramsay, N. J. B. B. **8**, 722, 1893.
- (3) Ussing, Meddelelser om Grönland **14**, 145, 1894.
- (4) W. Ramsay, Fennia III, Nr. 7, S. 42, 1890.
- (5) Lacroix, Nouv. Arch. du Muséum **4**, I, 41, 1902 und C. R. **178**, 1111, 1924.
- (6) Flink, Meddelelser om Grönland **24**, 90, 1899.

- (7) Osann, T. M. P. M. **15**, 418, 1896.
 (8) Becke, T. M. P. M. **17**, 102, 1898.
 (9) O. Mügge, Zentralbl. 1922, 759.
 (10) Pettered, Minerals of Tasmania, Launceston 1896, S. 35.
 (11) Parnell, T. M. P. M. **25**, 269, 1906.
 (12) Brouwer, C. R. **149**, 1066, 1909.
 (13) Lacroix, C. R. **161**, 253, 1915.
 (14) Ramsay und Hackmann, nach N. J. 1896 I, — 258 —.
 (15) Steenstrup, nach N. J. 1910 II, — 201 —.
 (16) Vrba, S. W. A., **69**, 1874, Februarheft.
 (17) Lacroix, Nouv. Arch. d. Mus. (5) **3**, 1911 und Min. de la France **4**, 824, 1910.
 (18) J. F. Williams, Am. Journ. **40**, 457, 1890.
 (19) v. Hevesy und Jantzen, Zeitschr. anorg. Chem. **133**, 113, 1924.

Beryll.

Chem. Zus. $R^{VI}Al_2(SiO_3)_6$; darin ist R^{VI} vorwiegend Be_3 ; Penfield (1) konnte aber in zahlreichen Beryllen einen Gehalt an Wasser, Na, Li, zuweilen auch Cs nachweisen. Später ist auch K u. Rb gefunden [Duparc, Wunder und Sabot (2)]. Madagassische enthalten nach Gramont (21) auch Spuren von Ga, Y, Sc und La. Strutt (3) fand an Kristallen von New Hampshire auch Helium und vermutete (4), daß es vielleicht aus einem eingeschlossenen radioaktiven, inzwischen aber zerfallenen Stoffe stamme.

Morph. Hexagonal, holodrisch, auch nach den Ätzfiguren und Laue-Röntgenogrammen.

$$c = 0,4989 \text{ v. Kokscharow. } 0001 : 10\bar{1}1 = 29^\circ 56\frac{1}{2}'.$$

An den eingewachsenen Kristallen meist nur Säulenflächen, zuweilen mit (0001), sonstige Endflächen selten. Gestreckt nach c , Tafeln nach (0001) fast beschränkt auf die alkalireichen Kristalle [Lacroix (5)]. Zwillinge kaum bekannt.

Koh. Spaltbarkeit nach (0001) wenig vollkommen; Bruch uneben bis muschlig; auch in stark deformierten Gesteinen selten Spuren plastischer Umformung¹⁾; häufig dagegen Zerbrechungen, auch u. d. M. vielfach Sprünge. $H = 7-8$. — $d = 2,6-2,9$; bei den madagassischen steigt nach Lacroix (5) die Dichte mit dem Gehalt an Alkalien von 2,707 bis 2,910.

Opt. Glasglanz; farblos, weißlich, gelblich, grünlich, bläulichgrün, selten tiefgrün (Smaragd) oder rosa (namentlich bei Alkali-reichen). Im Dünnschliff farblos. Mäßige Brechung, schwache, stets negative Doppelbrechung. Interferenzfarben im Dünnschliff meist nur blaugrau. $\omega = 1,57-1,59$ $\varepsilon = 1,565-1,582$. Nach den Messungen von Ford (6) bewirkt der Ersatz des Be durch Alkalien, namentlich Caesium, eine Steigerung der Brechung und Doppelbrechung:

¹⁾ Abgebildet sind solche bei Lacroix Min. de la France II, 15, 20, 1897.

% Alkalien	1,48	1,15	3,77	4,98	6,73
ω	1,5816	1,5845	1,5924	1,5950	1,5982
ε	—	1,5783	1,5849	1,5869	1,5901
Δ	—	— 0,0062	— 0,0075	— 0,0081	— 0,0081
d	2,714	2,73	2,785	2,79	2,80

Auch in den von Duparc u. Gen. untersuchten madagassischen Beryllen steigen Brechung und Doppelbrechung mit steigender Dichte. — Dispersion der Doppelbrechung nicht besonders merklich, $N = + 33,3$ nach den Messungen von Offret (7) und Rechnungen von Ehringhaus (8).

An basischen Platten ist öfter ein schaliger Bau bemerkt mit einachsigen Kern und zweiachsigen Randteilen bei wechselnder Lage der Achsenebene und Größe des Achsenwinkels. Nach Bücking (9) öffnet sich das schwarze Kreuz bei Pressung senkrecht zur optischen Achse senkrecht zur Druckrichtung. Nach den Beobachtungen von Codazzi (10) scheint es nicht ausgeschlossen, daß die Smaragde von Muso Aragonit-ähnliche Drillinge sind.

Pleochroismus im Dünnschliff nicht bemerkbar; in dickeren Platten meist ω mehr grün, ε mehr blau, nach Kohlmanns Untersuchung (11) an brasilianischen Kristallen scheint die Absorption $\omega \geq \varepsilon$ zu sein.

Phys.-Chem. V.d.L. schmelzbar, alkalireichere leichter; Schmelzpunkt unbekannt. Wird von Säuren, auch HF, nicht angegriffen.

Der Beryll geht zuweilen über in matte zerreibliche Substanzen wie Stelzner (12) an Kristallen aus der Sierra de Cordoba in Argentinien beobachtete. Die Kristalle von Madagaskar sind nach Lacroix (13) und Duparc u. Gen. (2) zuweilen kaolinisiert. Nach Weinschenk (14) wird der Beryll von Zwiesel bei Bodenmais zuweilen durch Pseudotriplit verdrängt.

Einschlüsse, z. T. in Form sechsseitiger mit Gas oder Flüssigkeit erfüllter Kanäle $\parallel c$ sind öfter beobachtet [vom Rath (15)]; sie sind zuweilen so zahlreich, daß sie Beugungserscheinungen (Asterismus) hervorrufen [V. Goldschmidt und Brauns (16)]. Die Kristalle von Muso enthalten nach Jannetaz zuweilen Einschlüsse von Kohlenstoff.

Künstl. Darstellung. Ebelmen (18) erhielt Kristalle durch Umkristallisieren von Beryllpulver in schmelzender Borsäure. Hautefeuille und Perrey (19) erhielten durch Auflösen von SiO_2 , Al_2O_3 und BeO in saurem Lithiummolybdat bei 800° große Kristalle (grün durch Cr_2O_3 -, gelb durch Fe_2O_3 -Zusatz); H. Traube (20) durch Erhitzen eines wasserhaltigen Niederschlages von der Zusammensetzung des Berylls mit Borsäure im Porzellanofen.

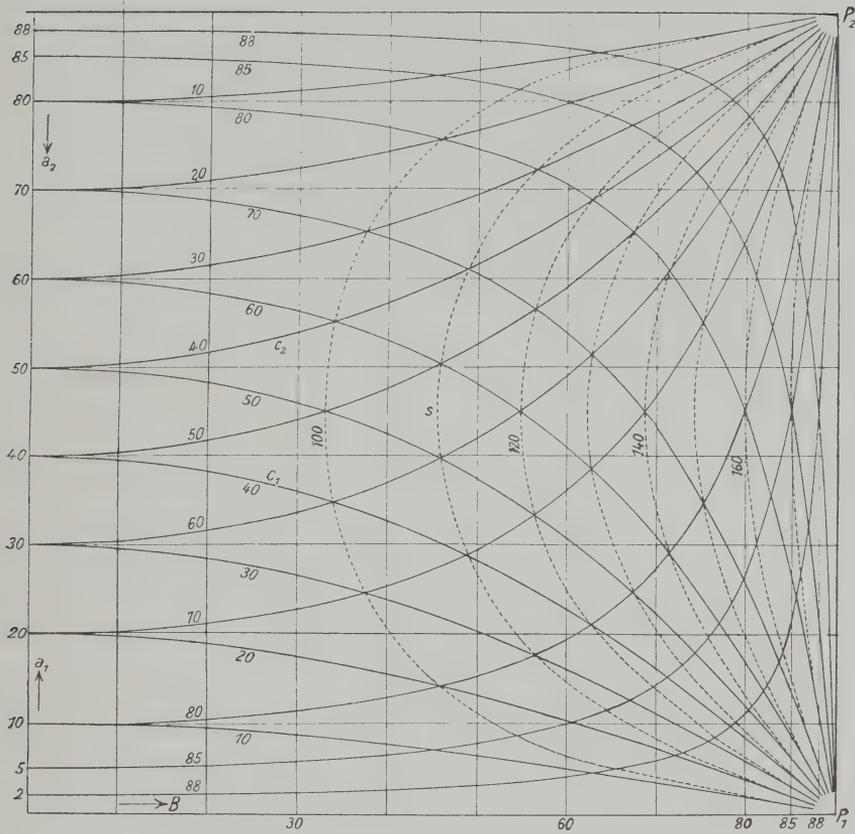
Vork. Der Beryll ist als Ausscheidung aus natürlichen Silikatschmelzflüssen nicht bekannt. Er schließt sich in seiner Verbreitung aber vielfach an die pegmatitischen Gänge der sauren Eruptivgesteine an, wo er, namentlich auf quarzreichen Gangfüllungen meist in Begleitung von Mineralen erscheint, die sich durch einen Gehalt an Be, Li, Cs, F auszeichnen. Auf Madagaskar sind die Alkali-(namentlich auch Cs-)reichen nach Lacroix (21) beschränkt auf die Na-Li-Pegmatite (die daneben auch gewöhnliche Berylle führen). Ebenso begleitet er zuweilen die Erze, wo diese im Gefolge saurer Eruptivgesteine auftreten.

Ein zweites Verbreitungsgebiet sind die regional-metamorphen Schiefer. Das berühmte Vorkommen von Muso (bei Bogota, Columbia) ist gebunden an dunkle bituminöse Kalke längs Spalten in Tonschiefern, die cretazische Versteinerungen enthalten. In Glimmerschiefer erscheint er im Heubachtal bei Gastein, ebenso an der Tokowaja bei Jekaterinenburg; in „Granulite“ (neben rotem Granat) im Ariège.

Kristalle von mikroskopischen Dimensionen sind bisher nicht erwähnt.

Literatur.

- (1) Penfield, Am. Journ. **28**, 25, 1884, vgl. auch Penfield und Harper das. **32**, 110, 1886 und Penfield und Sperry, das. **36**, 317, 1888.
- (2) Duparc, Wunder und Sabot, Mém. soc. phys. nat. Genève **36**, 283, 1910.
- (3) Strutt, Nature, **75**, 390, 1907.
- (4) Strutt, Proc. Roy. Soc. (A) **84**, 194, 1910.
- (5) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **35**, 200, 1912.
- (6) Ford, Am. Journ. **30**, 128, 1910.
- (7) Offret, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 561, 1890.
- (8) Ehringhaus, N. J. B. B. **43**, 609, 1919.
- (9) Bücking, Z. X. **7**, 563, 1883.
- (10) Codazzi, Zentralbl. 1916, 483.
- (11) Kohlmann, N. J. B. B. **25**, 180, 1908.
- (12) Stelzner, T. M. M. 1873, 221.
- (13) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **33**, 37, 1910.
- (14) Weinschenk, Z. X. **15**, 409, 1889.
- (15) vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. **67**, 254, 1886.
- (16) V. Goldschmidt und R. Brauns, N. J. B. B. **21**, 221, 1911.
- (17) Jannetaz, Bull. Soc. Min. Fr. **15**, 132, 1892.
- (18) Ebelmen, Ann. Chim. Phys. **22**, 237, 1848.
- (19) Hautefeuille und Perrey, C. R. **106**, 1800 und **107**, 786, 1888.
- (20) H. Traube, N. J. 1894 I, 275.
- (21) Gramont bei Lacroix, Min. de Madagascar I, 545, 1922.



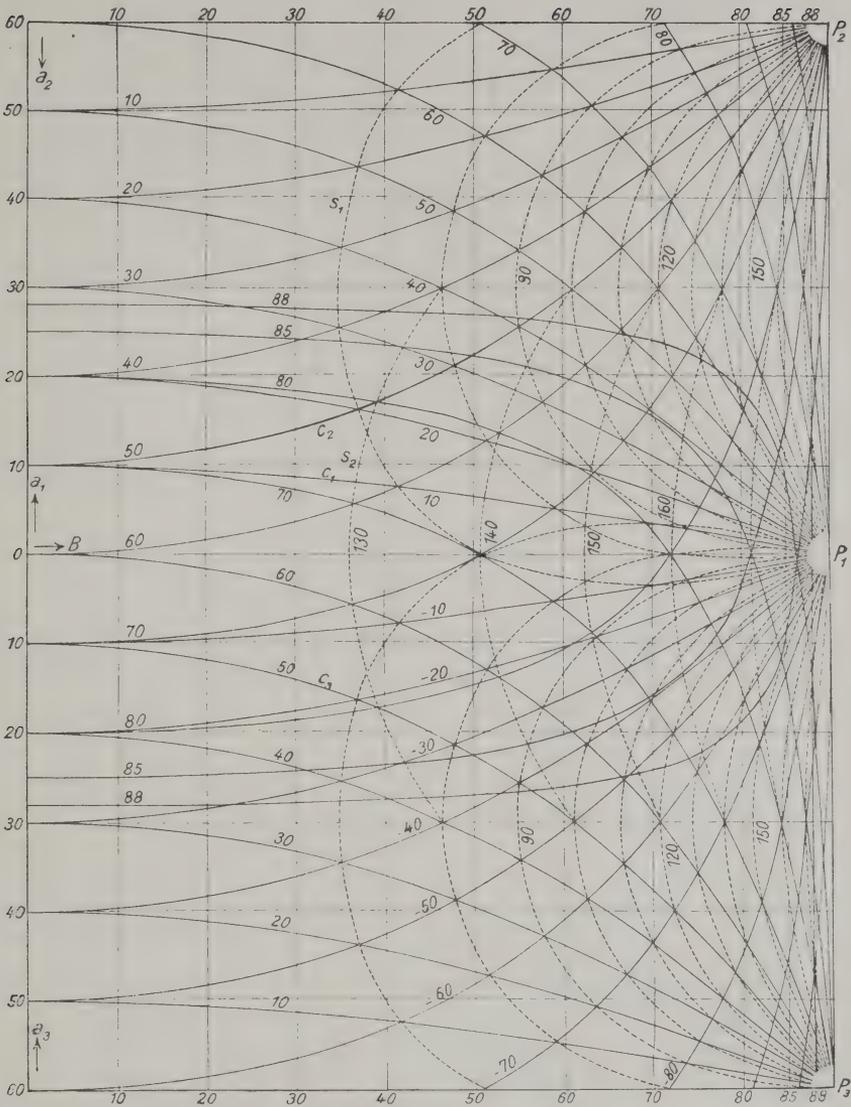
Erklärung der Tafel I.

Kristallographische Orientierung einer Fläche (hkl) eines tetragonalen Kristalls durch ihre Abzisse B und ihre Ordinate a_1 bzw. a_2 (vgl. S. 89), gefunden mit Hilfe der

Kurven c_1 , für deren Punkte der Winkel zwischen den Kanten $[hkl:001]$ und $[hkl:100]$ die Werte $10^\circ, 20^\circ, \dots, 88^\circ$ hat und der

Kurven c_2 , für deren Punkte der Winkel zwischen den Kanten $[hkl:001]$ und $[hkl:010]$ die Werte $10^\circ, 20^\circ, \dots, 88^\circ$ hat, oder auch der

Kurven s , für deren Punkte der Winkel zwischen den Kanten $[hkl:100]$ und $[hkl:010]$ die Werte $90^\circ, 100^\circ, \dots, 180^\circ$ hat.



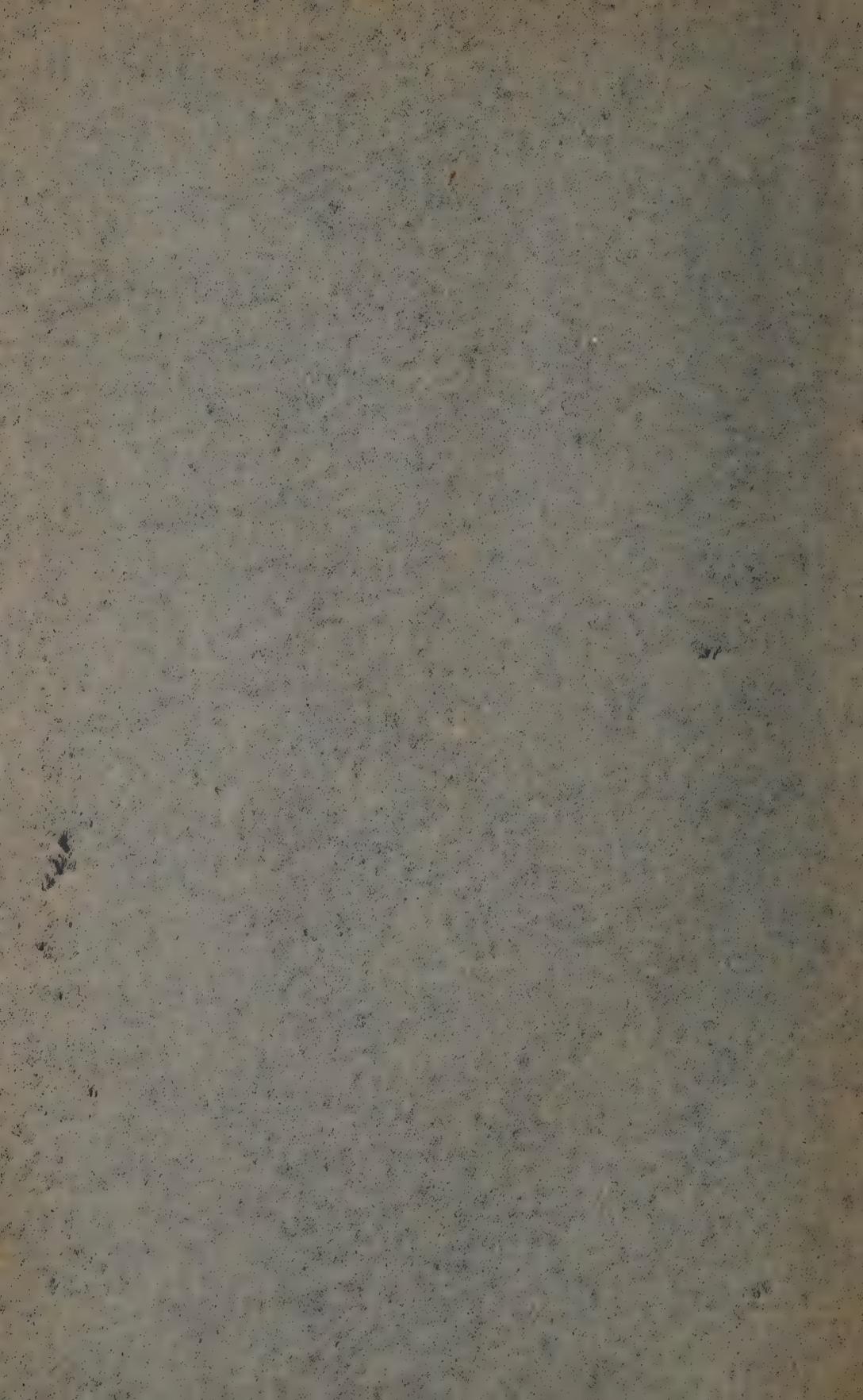
Erklärung der Tafel II.

Kristallographische Orientierung einer Fläche $[hkli]$ eines hexagonalen (trigonalen) Kristalls durch ihre Abszisse B und ihre Ordinate a_1 , bzw. a_2 , bzw. a_3 (vgl. S. 138), gefunden mit Hilfe der Kurven c_1 , für deren Punkte der Winkel zwischen den Kanten $[hkli : 0001]$ und $[hkli : 10\bar{1}0]$ die Werte $10^\circ, 20^\circ, \dots, 88^\circ$ hat, und der Kurven c_2 , für deren Punkte der Winkel zwischen den Kanten $[hkli : 0001]$ und $[hkli : 01\bar{1}0]$ die Werte $10^\circ, 20^\circ, \dots, 88^\circ$ hat, oder auch der Kurven c_3 , für deren Punkte der Winkel zwischen den Kanten $[hkli : 0001]$ und $[hkli : 1\bar{1}00]$ die Werte $10^\circ, 20^\circ, \dots, 88^\circ$ hat, oder auch der Kurven s_1, s_2, s_3 , für deren Punkte der Winkel zwischen den Kanten $[hkli : 10\bar{1}0]$ und $[hkli : 01\bar{1}0]$ bzw. $[hkli : 1\bar{1}00]$ die Werte $60^\circ, 70^\circ, \dots, 180^\circ$ hat.

Erklärung der Tafel III.

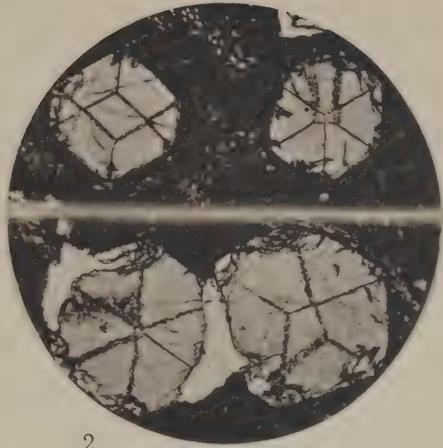
- Fig. 1. Granat. Doppelbrechung im Schnitt nach (110). Vergr. 11.
Fig. 2. Granat. Einschlüsse, eingelagert nach (110). Quarzit von Libramont, Belg. Luxemburg, Ardennen. Vergr. 18 u. 29.
Fig. 3. Granat. Mit Kelyphitschale. Aus Olivinfels von Karlstetten, Niederösterreich. Vergr. 18.
Fig. 4. Leucit. Mit zonarem Wechsel verschiedenartiger Einschlüsse. Vesuv-Lava. Vergr. 200.
Fig. 5. Leucit. Eingewachsen in Melilith des Leucitits vom Capo di Bove bei Rom. Vergr. 58.
Fig. 6. Leucit. Kranzförmig umgeben von Aegirinaugit. Aus Leucitophyr von Olbrück, Oberes Brohltal, Rheinprovinz. Vergr. 96.







1



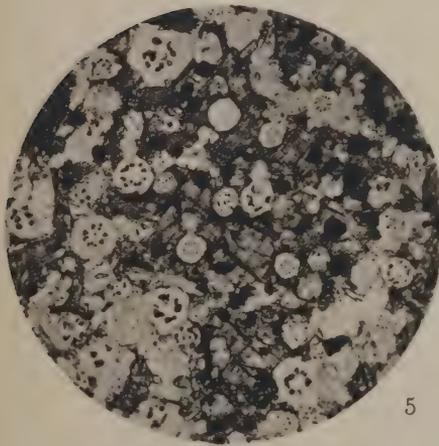
2



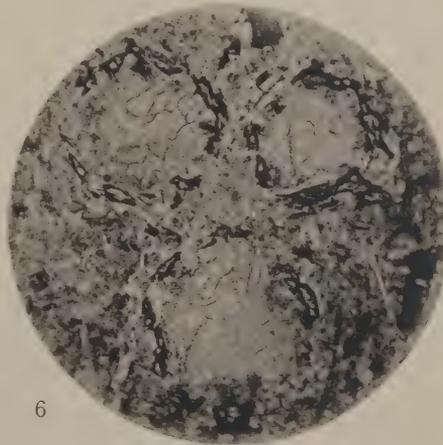
3



4



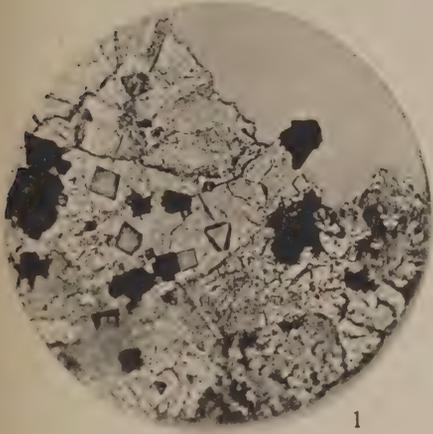
5



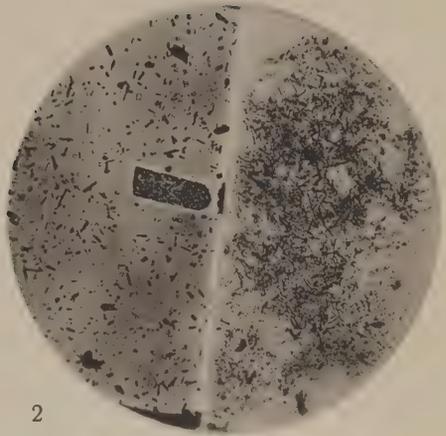
6

Erklärung der Tafel IV.

- Fig. 1. Perowskit. Octaeder in Melilithbasalt vom Spitzberg bei Wartenberg in Böhmen. Vergr. 200.
- Fig. 2. Rutil (Tonschiefermadelchen) isoliert aus Tonschiefer von Kautenbach im Gr.-H. Luxemburg (Vergr. 290) und eingewachsen im Tonschiefer von Hahnenbach bei Kirn a. d. Nahe. Vergr. 300.
- Fig. 3. Zirkon. Kristalle isoliert aus Granit von Strehlen i. Schles. Vergr. 190 u. 170.
- Fig. 4. Melilith mit Pflöckstruktur in Nephelinbasalt von Oahu, Sandwich-Inseln. Vergr. 80.
- Fig. 5. Rutilnadelchen im Grundgewebe von Serizit + Quarz mit zersetzten Ottrelith-PorphYROblasten. Str. Biesenrode-Leimbach, Harz. Vergr. 300.
- Fig. 6. Starke pleochroitische Höfe um Zirkon in Cordierit. Vorigerücktes Entwicklungsstadium: äusserste Reichweite ThC entsprechend, beginnende Aufhellung um den Kern. Cordieritgneiss (Geschiebe) von Bischofstein bei Lautern, Ostpreussen. Vergr. ca. 200.



1



2



3



4



5

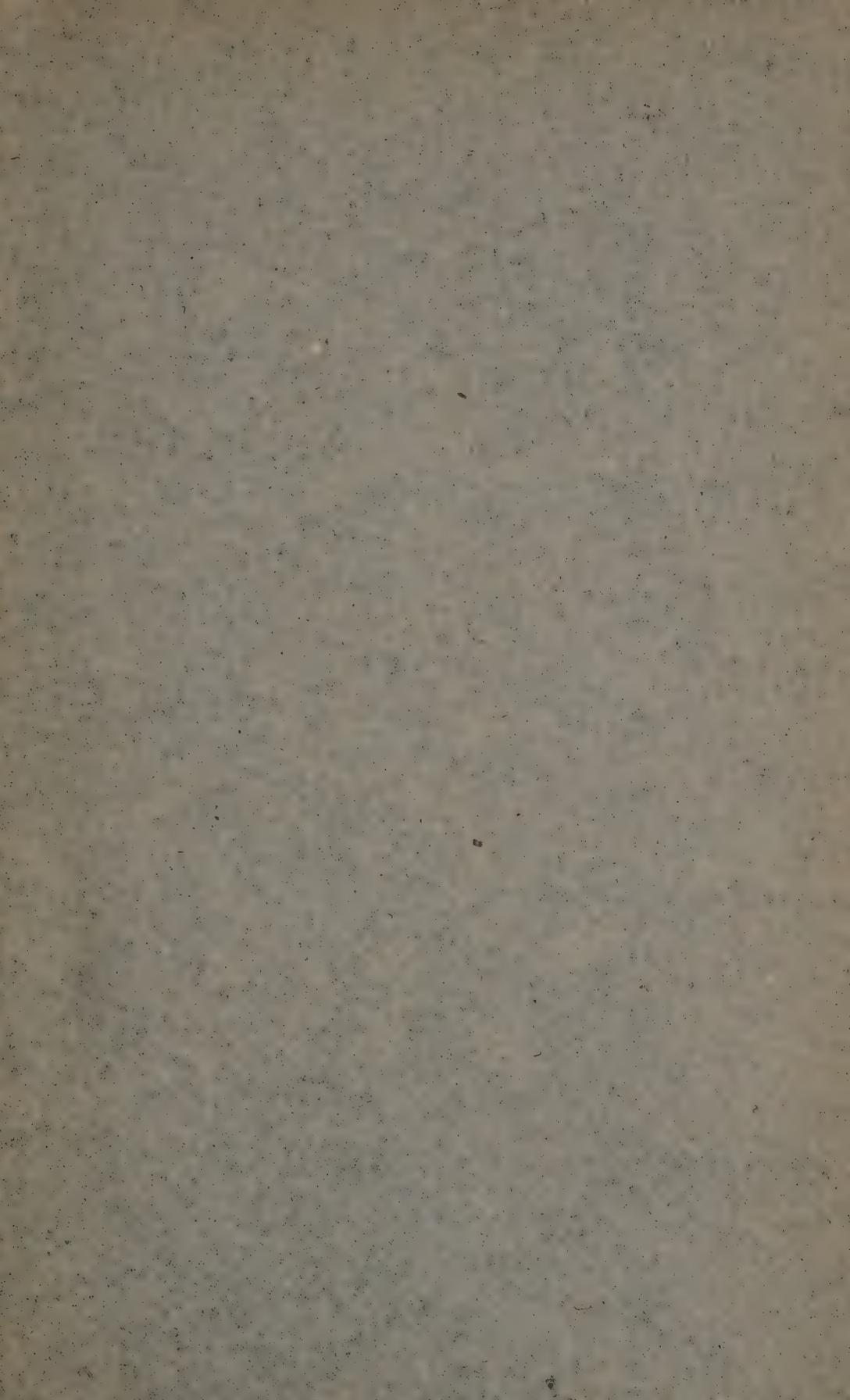


6

THE
OFFICE
OF THE
SECRETARY OF THE
TREASURY

Erklärung der Tafel V.

- Fig. 1. Korund in dunklen Schlieren des Hypersthendiorits von der Wolfsgrube bei Klausen, Tirol. Vergr. 86.
- Fig. 2. Cristobalit in Trachyt von Pomaski, n. Quito, Ecuador. „Ballenstruktur.“ Vergr. 100.
- Fig. 3. Kalkspat mit Zwillingslamellierung nach (0112). Nic. gekr. Vergr. 54
- Fig. 4. Nephelin in Leucitophyr von Olbrück, Oberes Brohltal. Schnitt nach *c* mit Einschlüssen von Mikrolithen längs (1010) und (0001). Vergr. 230.
- Fig. 5. Periklas. Octaeder mit Spaltrissen nach (001), z. T. randlich zersetzt. In Kalkauswürfling des Vesuv. Vergr. 50.
- Fig. 6. Cristobalit, Ballenstruktur. In eingeschmolzenem Quarzziegel (Dinas-Stein). Vergr. 200.

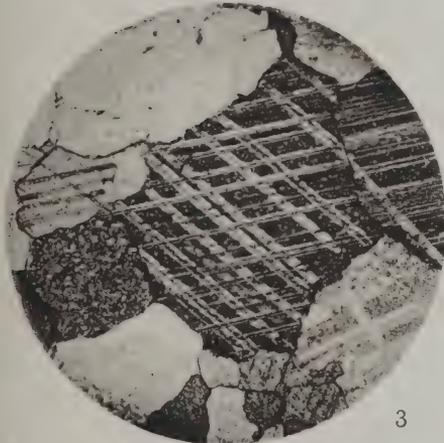




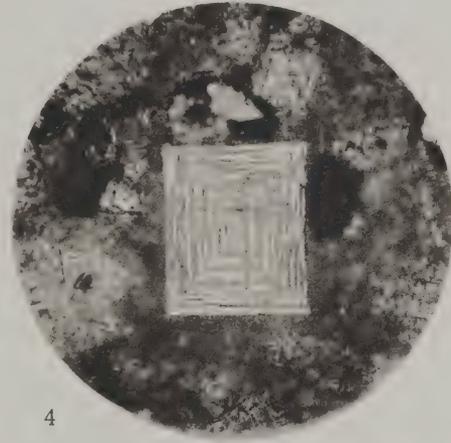
1



2



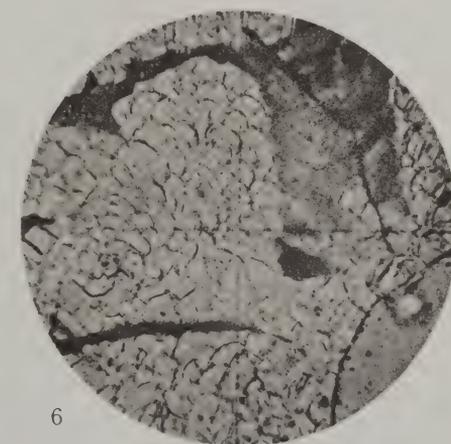
3



4



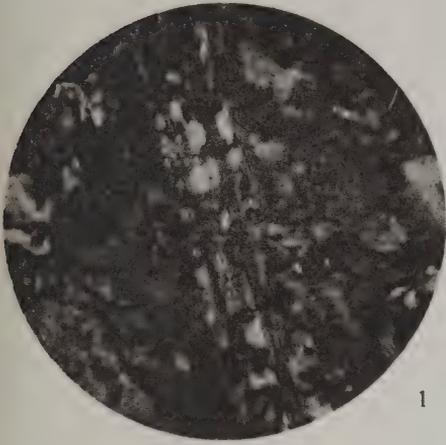
5



6

Erklärung der Tafel VI.

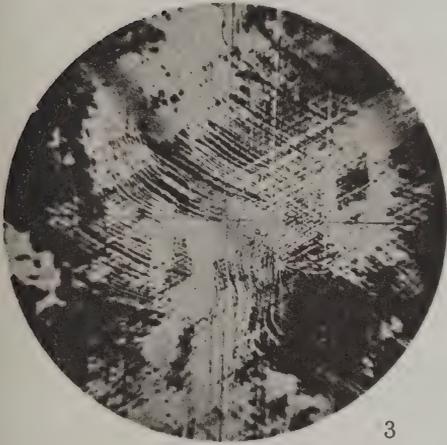
- Fig. 1. Cristobalit, nach (111) taflicher und verzwilligter Kristall zwischen gekreuzten Nicols. In eingeschmolzenem Quarzriegel (Dinas-Stein). Vergr. ca. 200.
- Fig. 2. Magnetit, Mikrostruktur nach Behandlung mit schmelzendem KHSO_4 im reflektierten Licht. Aus Goldsand von Miask. Vergr. ca. 25.
- Fig. 3. Magnetit. Gestrickte Formen in Glimmer von Madras, pseudomorph nach Eisenhydrogel mit Fluidalstruktur. Vergr. ca. 150.
- Fig. 4. Grüner Spinell, Octaeder. Mit Turmalin in Klinochlor. S. Piero, Elba. Vergr. 50.
- Fig. 5. Flußspat mit doppelbrechenden Einlagerungen nach den Spaltrissen. Wölsendorf, Oberpfalz. Vergr. ca. 100.
- Fig. 6. Flußspat als Zement in Sandstein. Geschiebe von Lauth bei Königsberg i. Pr. Vergr. 50.



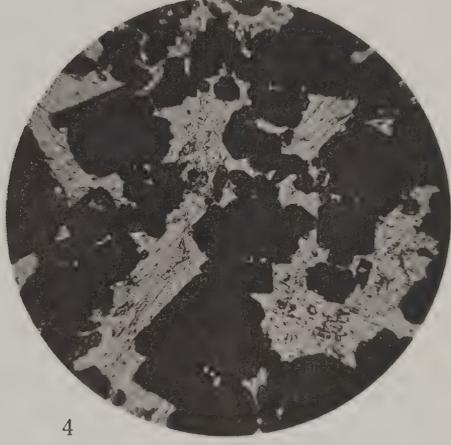
1



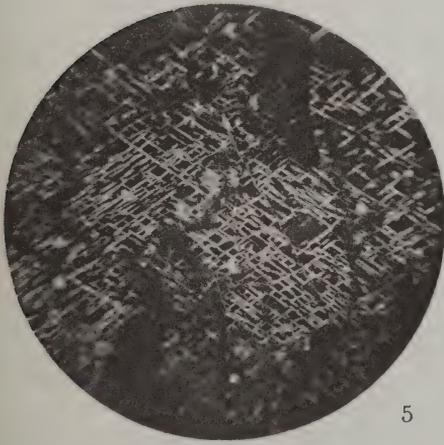
2



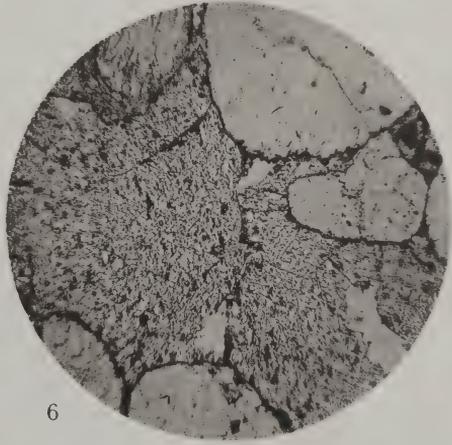
3



4



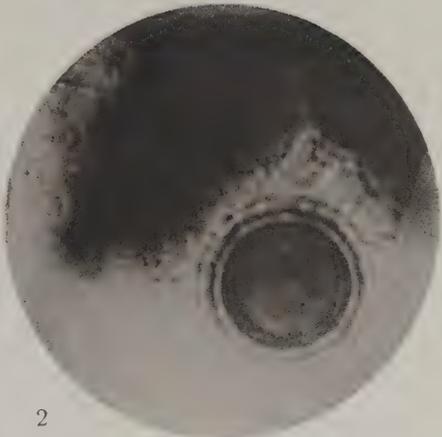
5



6

Erklärung der Tafel VII.

- Fig. 1. Flußspat (tiefviolett), mit radioaktivem Hof. Die Ringe entsprechen den Reichweiten von RaC' (34,5 μ), RaA (23,5 μ), RaEm u. RaF (20,5 u. 19,3 μ), Ra u. Jonium (16,9 μ u. 15,8 μ). (Nach Messungen von Schilling.) Wölsendorf, Oberpfalz. Vergr. 500.
- Fig. 2. Flußspat (tiefviolett), mit radioaktivem Hof. Die Ringe entsprechen den Reichweiten von RaC' (kaum erkennbar), RaA (23,5 μ), RaEm (20,5 μ), RaF (19,3 μ), Ra (16,9 μ), Jonium (15,8 μ), Ur II (14,4 μ), und Ur I (14,0 μ). Wölsendorf, Oberpfalz. Vergr. 500.
- Fig. 3. Flußspat mit radioaktiven Höfen; innerhalb der Ringe z. T. pseudomorphisiert durch Eisenhydrogel, Uranotil und Quarz. Wölsendorf, Oberpfalz. Vergr. ca. 100.
- Fig. 4. Leucit parallel (001) im reflektierten Licht. Zwillingslamellen entstanden auf der polierten Platte nach kurzem Erhitzen in der Bunsenflamme. Vergr. ca. 50.
- Fig. 5. Eisenglanz in Eisenkiesel von Warstein i. Westf. Sternförmige Durchkreuzungszwillinge nach (0001) taflicher Kristalle. Vergr. ca. 200.
- Fig. 6. Titaneisen in Diabas von Kelterhaus b. Ehrenbreitstein. Leucoxenbildung längs Absonderungsfächen (1011). Vergr. ca. 50.



Erklärung der Tafel VIII.

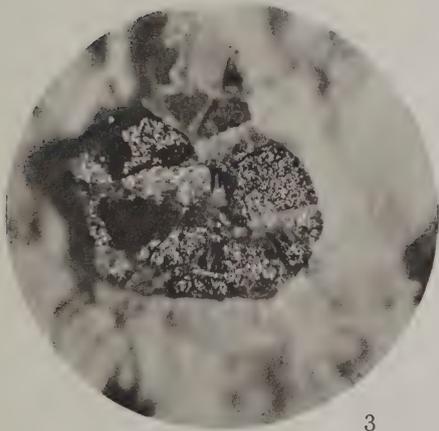
- Fig. 1. Titaneisen. Netzförmige Einlagerungen herausgeätzt aus Magnetit vom Katzenbuckel. (Aus G. Lattermann, unveröff. Diss. Heidelberg, 1887).
- Fig. 2. Korund, tonnenförmige Kristalle; Längs- und Querschnitte mit zonarer Färbung in Kyschtymit von Kyschtym, Ural. Vergr. 16.
- Fig. 3. Quarz, optisch einheitlicher Einsprengling in Liparit von Summit Co., Col. Geätzt mit HF; reflektiertes Licht; Zerfall in schimmernde und dunkle in Zwillingstellung nach (1010) befindliche Felder. Vergr. ca. 20.
- Fig. 4. Tridymit in Opal. Zwillinge nach (1016), zwischen gekr. Nikols. Simar, Anatolien. Vergr. 50.
- Fig. 5. Tridymit, verzwilligt nach (1016), in eingeschmolzenem (Fe-haltigem) Quarzziegel (Dinas-Stein). Nie. gekr. Vergr. ca. 50.
- Fig. 6. Kalkspat, Tafeln nach (0001), stark verbogen, und verzwilligt nach (0112). Nie. (nahezu) gekr. Füllung einer Spalte in flasrigem Diabas. Str. Siedlinghausen-Silbach, Sauerland. Vergr. ca. 3.



1



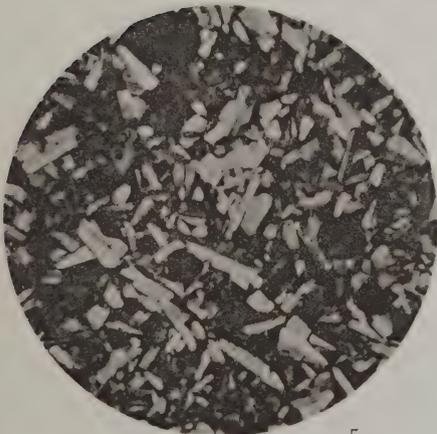
2



3



4



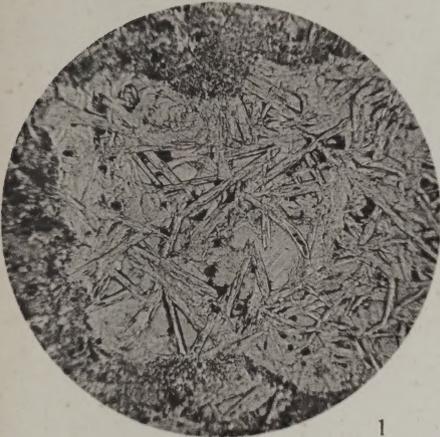
5



6

Erklärung der Tafel IX.

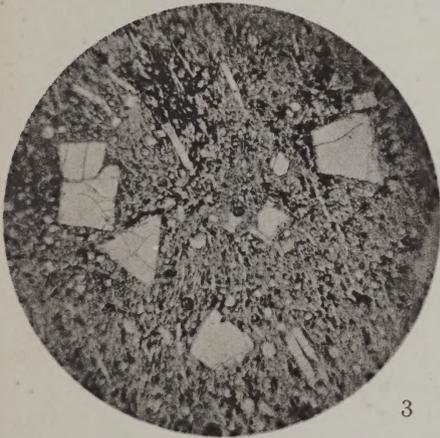
- Fig. 1. Alunit. Nach (0001) tafelige Kristalle in zersetztem Trachyt von Dereskaseg-Banya, Ungarn. Vergr. 50.
- Fig. 2. Wie vorher, aber nach 2 St. Erhitzen auf 520° und teilweiser Trübung. Vergr. 50.
- Fig. 3. Nephelin. Kristalle der Form (1010). (0001) in verschiedenen Schnittlagen. Phonolith des Brüxer Schlossberges, Böhmen. Vergr. ca. 20.
- Fig. 4. Cancrinit als Reaktionsrand um Nephelin an seiner Berührung mit Kalkspat. Ijolith von Melteig, Fen-Gebiet bei Kristiania (Oslo). Zwischen gekr. Nic. Vergr. 42.
- Fig. 5. Topas mit optischen Anomalien. Felderteilung in Schnitten annähernd nach (001). Nic. gekreuzt. Boa vista b. Ouro-Preto, Brasilien. Vergr. 13.
- Fig. 6. Anhydrit, körniges, stark gequetschtes Aggregat. Zwillingslamellen nach (011) durch einfache Schiebungen und Verbiegungen. Gekr. Nic. Vulpera bei Bergamo. Vergr. 42.



1



2



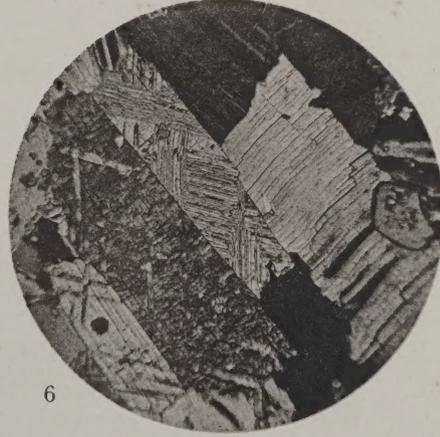
3



4



5



6



3 0112 106136408

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) G. m. b. H. Stuttgart

Rosenbusch, H., Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien.

Band I. **Die petrographisch wichtigen Mineralien.** 1. Hälfte. Untersuchungsmethoden. 5. Aufl. Von E. A. Wülfing. Gr. 8°. XXIV, 847 Seiten mit 680 Textfiguren und 15 Tafeln.

Band II. **Massige Gesteine.** Von H. Rosenbusch. 4. Auflage. 1. Hälfte. Tiefengesteine und Ganggesteine. 2. Hälfte. Ergußgesteine. Mit 4 Tafeln.

Rosenbusch, H., Hilfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung. Gr. 8°. In Futteral.

Rosenbusch-Osann, Elemente der Gesteinslehre. Vierte neubearbeitete Auflage. Gr. 8°. 780 S. mit 115 Textfiguren und 3 Tafeln. Brosch. und geb.

Osann, A., Beiträge zur chemischen Petrographie.

I. Teil. Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. 4°. 1903. (202 S.)

II. Teil. Analysen Eruptivgesteine aus den Jahren 1884—1900. Mit einem Anhang: Analysen isolierter Gemengteile. 4°. 1905. (530 S.)

Brauns, R., Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit. Gr. 4°. In Mappe. 61 Seiten mit 68 Figuren auf 18 Tafeln.

Cohen, E., Sammlung von Mikrophotographien zur Veranschaulichung der mikroskopischen Struktur von Mineralien und Gesteinen. Dritte Auflage. Ausgabe in Lichtdruck. 80 Tafeln mit 320 Abbildungen. 4°. In Mappe.

Cohen, E., Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Literatur. Dritte, vermehrte und verbesserte Auflage. 8°. (54 S.)

Klein, C., Einleitung in die Kristallberechnung. Mit 196 Holzschnitten und 12 Tafeln. Gr. 8°. (VI. 393 S.)

Nies, A., Allgemeine Kristallbeschreibung auf Grund einer vereinfachten Methode des Kristallzeichnens bearbeitet und mit einer Anleitung zur Anfertigung der Kristallnetze und Kristallmodelle. Mit 182 Figuren im Text. 8°. (XVI. 176 S.)

Bubnoff, S. v., Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Gr. 8°. 1921. 149 Seiten mit 45 Textfiguren.

Lang, R., Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde. 8°. 1920. 188 Seiten mit 8 Textabbildungen.

Salomon, W., Grundzüge der Geologie. 1. Abteilung. Allgemeine Geologie. Teil I, Innere Dynamik, Teil II, Aeußere Dynamik. Gr. 8°. X. 840 Seiten mit 2 Tafeln, 1 Kartenbeilage und 331 Textabbildungen. (2. Abteilung: Erdgeschichte im Druck.)

Krüger, Karl, Erdöl — Oelvorkommen, Oelförderung, Oelschiefer, Oelpolitik —. Gr. 8°. 86 Seiten.

Henglein, M. Erz- und Minerallagerstätten des Schwarzwaldes. Lex. 196 S. mit 27 Textabbildungen.